



ЗОЛОТО ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

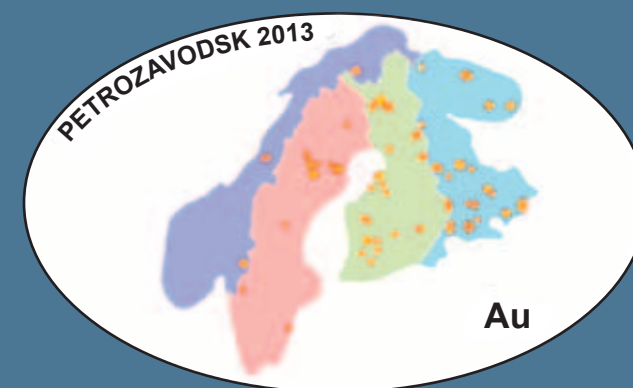


Институт геологии
Карельского научного центра РАН



ЗОЛОТО ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

МАТЕРИАЛЫ МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
EARTH SCIENCES DIVISION
RUSSIAN FOUNDATION FOR BASIC RESEARCH
INSTITUTE OF GEOLOGY KarRC RAS
DEPARTMENT OF MINERAL RESOURCES
FOR THE NORTHWESTERN FEDERAL DISTRICT
ROSGEOLOGIA OJSC
SPECIALIZED MINERAL COMPANY, GGUP
WORKING GROUP OF FENGOT INTERNATIONAL PROJECT



GOLD OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD

MATERIALS OF THE INTERNATIONAL CONFERENCE

Petrozavodsk
2013

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ФГБУН ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КарНЦ РАН
ДЕПАРТАМЕНТ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ПО СЕВЕРО-ЗАПАДНОМУ ФЕДЕРАЛЬНОМУ ОКРУГУ
ОАО «РОСГЕОЛОГИЯ»
ГГУП «СПЕЦИАЛИЗИРОВАННАЯ ФИРМА «МИНЕРАЛ»
РАБОЧАЯ ГРУППА МЕЖДУНАРОДНОГО ПРОЕКТА «FENGOT»



ЗОЛОТО ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА
МАТЕРИАЛЫ МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ

Петрозаводск
2013

УДК 553.411 (1-924.14/.16)(063)
ББК 24.341
3-80

380 **ЗОЛОТО ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА.** Материалы Международной конференции. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2013. 202 с.

ISBN 978-5-9274-0585-5

Сборник материалов Международной конференции охватывает широкий круг вопросов по различным проблемам золотоносности Фенноскандинавского щита. Приведена также новейшая информация по золоторудным объектам различных регионов России и некоторых стран ближнего зарубежья.

Материалы конференции представляют интерес как для специалистов научных учреждений в области наук о Земле, так и для производственных организаций и фирм, а также для аспирантов и студентов геологических образовательных учреждений.

УДК 553.411 (1-924.14/.16)(063)
ББК 24.341

Редакционная коллегия:

А.И. Голубев (ответственный редактор), *Н.И. Кондрашова*, *Д.В. Рычанчик*, *А.Е. Ромашкин*,
Н.Б. Филиппов, *Т.А. Антонова*, *Г.Н. Соколов*



Материалы изданы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 13-05-06081г). Отделения Наук о Земле РАН.

3-80 **Gold of the Fennoscandian Shield.** Proceedings of the International Conference. Petrozavodsk: Institute of Geology, KarRC, RAS, 2013. 202 p.

The Proceedings of the International Conference cover a wide range of problems in the gold potential of the Fennoscandian Shield. Also, the latest information on gold occurrences and deposits in some regions of Russia and neighbouring countries is presented.

The Proceedings of the Conference will be of interest for earth scientists of scientific institutions, industrial companies and geology students and post-graduates.

Editorial Board:

A.I. Golubev (Executive Editor), *N.I. Kondrashova*, *D.V. Rychanchik*, *A.E. Romashkin*, *N.B. Filippov*,
T.A. Antonova, *G.N. Sokolov*



The Proceedings are published with financial support from the Russian Foundation for Basic Research (Grant 13-05-06081g), Earth Sciences Division, RAS.

ISBN 978-5-92-74-0585-5

© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Карельского научного центра РАН, 2013
© Federal State Budget Scientific Institution Institute of Geology Karelian Research Centre RAS, 2013
© Federal State Budget Scientific Institution Karelian Research Centre Russian Academy of Sciences, 2013
© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Карельский научный центр Российской академии наук, 2013

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Афанасьева Е.Н., Миронов Ю.Б.</i> Комплексное золото-урановое оруденение восточной части Балтийского щита	9
<i>Богачёв В.А.</i> Абсолютный возраст вмещающих вулканитов Рыбозерского месторождения золота (Юго-Восточная Карелия)	12
<i>Булавин А.В., Добрынина Д.Н., Олейник И.Л.</i> Новые данные о золотоносности Эльмусской площади (Центральная Карелия)	16
<i>Бушмин С.А., Гонзалез Х., Хёльта П., Сандстад Я.С., Савва Е.В.</i> Метаморфизм в пределах территории FENGOT (Fennoscandian Gold Transect), Фенноскандинавский щит	19
<i>Ващёнов А. В., Афанасьева Е. Н.</i> Проявления благороднометалльного оруденения в окрестностях Шайдомского месторождения	22
<i>Вихко А.С.</i> Поиски золота по вторичным литохимическим ореолам рассеивания на перспективных участках Хаутаваарской площади, Карелия	26
<i>Вревский А.Б.</i> Возрастная позиция золоторудного месторождения Няльм-1 в шкале эндогенных событий зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, Кольский полуостров	28
<i>Голубев А.И., Иващенко В.И.</i> Закономерности размещения и прогнозно-поисковые критерии комплексного золотосодержащего оруденения Карелии	32
<i>Голубев А.И., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В.</i> Благороднометалльная минерализация углеродистых формаций протерозоя Онежской структуры Карелии	36
<i>Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Дударев А.Г., Максимович Л.А., Рудашевский Н.С.</i> Благороднометалльное оруденение Костомукшского рудного района (Карелия)	42
<i>Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Докучаев А.Я., Борисовский С.Е.</i> Геохимические и морфологические особенности россыпных золотин и их поисковое значение при выявлении коренных источников на территории Карачаево-Черкессии (Северный Кавказ)	45
<i>Дмитриева А.В., Кулешевич Л.В.</i> Костомукшская структура: геохимические типы гранитов и связь с ними золотого оруденения	48
<i>Дмитриева А.В., Кулешевич Л.В.</i> Золоторудные проявления Хаутавааро-Ведлозерской площади (Карелия)	52
<i>Докучаев А.Я., Носова А.А., Тытык В.М.</i> Мезотермальное золоторудное месторождение в породах амфиболитовой фации Новые Пески (Центральная Карелия), его минералогические особенности и возможные аналоги на Балтийском щите	56
<i>Зиновьев В.Г., Митропольский И.А., Окунев И.С., Шуляк Г.И.</i> Исследования проявления золота оруденения в углеродистых породах методом инструментального нейтронного активационного анализа (ИНАА) в ПИЯФ КНЦ	60
<i>Иващенко В.И.</i> Главные генетические типы и прогнозная оценка оруденения золота Карелии	64
<i>Казанов О.В., Калинин А.А., Петров С.В.</i> Золото в платинометаллических рудах Восточно-Панского расчлененного массива (Кольский полуостров)	67
<i>Казанов О.В., Калинин А.А.</i> Геохимические поиски на рудное золото в пределах Сергозерского-Стрельнинской площади (Мурманская область)	71
<i>Калинин А.А., Казанов О.В., Бороздина С.В.</i> Золото Тикшеозерского зеленокаменного пояса: новые данные ...	74
<i>Карпов С.М., Волошин А.В.</i> Генетическая минералогия золота и серебра в колчеданных рудах Прихибинья (Кольский полуостров)	77
<i>Каячев Н.Ф.</i> Золотоносность Токшо-Волошовской зоны Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса юго-восточной части Балтийского щита	81
<i>Керимов Р.Б., Велизаде С.Ф., Эфендиева Э.Н.</i> Некоторые особенности рудовмещающих пород Галаджыкского золоторудного проявления (Азербайджан)	84
<i>Кожевников В.Н.</i> Золото в гидротермальных цирконах: включения, прецизионная геохимия, сопутствующие элементы	87
<i>Компанченко А.А., Кулешевич Л.В.</i> Минералогия Au-S-As гипо- и мезотермальных проявлений Карельского кратона и его обрамления	91
<i>Кондрашова Н.И.</i> Петрогеохимические факторы золотоносности санукитоидов Карелии	94
<i>Корсаков А.К., Лукашенко С.В., Межеловский А.Д.</i> Перспективы золотоносности Карельского кратона	98
<i>Кудряшов Н.М., Калинин А.А., Лялина Л.М.</i> Геохронологические и изотопно-геохимические характеристики пород, вмещающих рудопоявления золота Оленинское и Няльм-1 зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кольский регион)	101

<i>Кулешевич Л.В.</i> Золотое оруденение в ахейских зеленокаменных поясах Карелии (генетические и рудно-формационные типы, закономерности локализации)	106
<i>Кулешевич Л.В., Лавров О.Б.</i> Типоморфные особенности золота докембрийских месторождений и проявлений Карелии	109
<i>Лавров О.Б.</i> Благоприятнометаллическая минерализация Cu-S руд Кааламского массива	112
<i>Ларькина Н.Ю., Кулешевич Л.В.</i> Минеральные ассоциации и золотоносность колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд Каменноозерской структуры (Восточная Карелия)	116
<i>Lahtinen R. and the FENGOT working group.</i> Fennoscandian Gold Transect – FENGOT 2009-2013	120
<i>Lahtinen R.</i> Precambrian tectonic evolution and metallogeny of the Fennoscandian Shield	122
<i>Лобанов К.В., Казанский В.И., Чичеров М.В.</i> Золотая минерализация в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и на поверхности в Печенгском рудном районе	121
<i>Мальков И.А.</i> Эпигенетические образования и золотоносность северо-западной части Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса	125
<i>Нилов М.Ю.</i> Геофизические критерии выделения ряда структур и объектов, перспективных на обнаружение золота в зеленокаменных поясах западной Карелии	127
<i>Niiranen T., Gonzales J. Hallberg A., Ivashchenko V., Sandstad J.S.</i> Gold deposits in the Fennoscandian Gold Transect	129
<i>Носова А.А., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Ковальчук Е.В., Ларионов А.Н.</i> Архейский возраст габбро и гранат-биотит-амфибол-кварцевых метасоматитов Au-PGE проявления Виетуккалампи в Хаутаваарской структуре	130
<i>Rekka A. Nurmi.</i> Booming Minerals Industry in Finland Employs the Green Mining Concept	134
<i>Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н.</i> Пространственная и генетическая сопряженность золоторудных, редкометалльных и хрусталеносных кварцево-жильных образований Урала	138
<i>Олейник И.Л., Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Иванов Д.В.</i> Рудно-формационные типы и минеральные ассоциации золоторудных объектов Эльмусской площади	141
<i>Прокофьев В.Ю., Селектор С.Л., Акинфиев Н.Н.</i> Взаимодействие газ-жидкость как фактор формирования месторождений золота	145
<i>Ручьев А. М.</i> Структурный контроль локализации золоторудных объектов орогенного типа в Карелии	148
<i>Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Степанова А.В., Носова А.А.</i> Оценка перспектив золота в Карельском блоке на основе изучения тектонической эволюции юго-восточной части Балтийского щита в раннем докембрии ...	151
<i>Сафонов Ю.Г.</i> Типоморфизм докембрийских золоторудных месторождений	156
<i>Серавкин И.Б., Знаменский С.Е.</i> Эндогенная металлогения золота Южного Урала	159
<i>Сушков П.А., Зиновьев В.Г., Митропольский И.А., Окунев И.С., Шуляк Г.И.</i> Особенности нейтроноактивационного анализа платины и РЗЭ в графитизированных породах	163
<i>Филиппов Н.Б., Вревский А.Б.</i> Золото Фенноскандии: от статистики к стратегии	166
<i>Фролов А.А., Михайлов А.Б.</i> Построение прогнозно-поисковой модели золотого оруденения в пределах участка Пиилола (восточная Финляндия) на основе геофизических и геохимических данных	171
<i>Anders Hallberg A., Morris G., Sandstad J. S., Niiranen, T., Lahtinen R., Voytekhovsky Y., Vrevsky A.</i> FENGOT: Isotopic ages	173
<i>Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Руслан А.В.</i> Новый генетический тип золотой минерализации в графитоносных породах Приморья	176
<i>Iain H.C. Henderson, Tero Niiranen, Stefan Bergman, Stanislav I. Krasotkin, Kerstin Saalman.</i> Structural controls on gold mineralisation in the Fennoscandian Gold Transect	179
<i>Huhma H.</i> The age of the Archaean greenstone belts in Finland	182
<i>Чернышов Н.М.</i> Типы и состав золото- и золото-платинометалльного оруденения в железистых кварцитах и сланцах КМА (Центральная Россия)	183
<i>Чернышов Н.М., Понамарёва М.М.</i> Золото в коре выветривания железистых кварцитов Михайловского и Старооскольского железорудных районов КМА (Центральная Россия)	188
<i>Чернышов Н.М., Рыборак М.В., Альбеков А.Ю.</i> Формационно-генетические типы золоторудного и золото-платинометалльного оруденения Воронежского кристаллического массива	192
<i>Чернышова М.Н.</i> Золото-платинометалльные парагенезисы в дайках сульфидных медно-никелевых месторождений еланского типа ВКМ (Центральная Россия)	195
<i>Чернявский А.В., Волошин А. В., Войтеховский Ю.Л.</i> Золоторудные проявления Панареченской вулканотектонической структуры, Кольский регион: типы минерализации	197

CONTENTS

<i>Afanasyeva E.N., Mironov Yu.B.</i> Complex gold-uranium mineralization in the eastern Baltic Shield	9
<i>Bogachev V. A.</i> Absolute age of host volcanics from the Rybozero gold deposit, SE Karelia	12
<i>Bulavin A.V., Dobrynina D.N., Oleinik I.L.</i> New data on the gold potential of the Elmus prospect, Central Karelia ..	16
<i>Bushmin Sergey, Gonzalez Julio, Hölttä Pentti, Sandstad Jan Sverre, Savva Elena.</i> Metamorphism within the Fennoscandian Gold Transect (FENGOT) area of Fennoscandian Shield	19
<i>Vashchenok A. V. & Afanasyeva E. N.</i> Occurrences of noble-metal mineralization in the Shaidomskoye deposit area	22
<i>Vihko A.S.</i> Gold prospecting based on secondary dissemination haloes at lithochemical sites of the Hautavaara prospect, Karelia	26
<i>Vrevsky A.</i> Age position of Nyalm-1 gold deposit on the scale of endogenous events in the Kolmozero-Voronya greenstone belt, Kola Peninsula	28
<i>Golubev A.I., Ivashchenko V.I.</i> Distribution and predicting-prospecting criteria of complex auriferous mineralization in Karelia	32
<i>Golubev A.I., Romashkin A.E., Rychanchik D.V.</i> Noble-metal mineralization of Proterozoic carbonaceous formations in the Onega structure, Karelia	36
<i>Gorkovets V.Ya., Rayevskaya M.B., Dudarev A.G., Maksimovich L.A., Rudashevsky N.S.</i> Noble-metal mineralization of the Kostomuksha Ore Province, Karelia	42
<i>Gurbanov A.G., Gazeev V.M., Dokuchaev A.Ya., Borisovsky S.E.</i> Geochemical and morphological characteristics of placer gold grains and their implication for locating bedrock sources in Karachaevo-Cherkesia, Northern Caucasus	45
<i>Dmitrieva A.V., Kuleshevich L.V.</i> Kostomuksha structure: geochemical types of granites and their association with gold mineralization	48
<i>Dmitrieva A.V., Kuleshevich L.V.</i> Gold occurrences of the Hautavaara-Vedlozero prospect, Karelia	52
<i>Dokuchaev A.Ya., Nosova A.A., Tytyk V.V.</i> Novye Peski mesothermal gold deposit in the amphibolite-facies rocks, Central Karelia: its mineralogical features and possible analogues at the Baltic shield	56
<i>Zinoviev V.G., Mitropolsky I.A., Okunev I.S., Shuliak G.I.</i> Study of gold mineralization in carbonaceous rocks by instrumental neutron activation analysis in PIAF KNC	60
<i>Ivashchenko V.I.</i> The main genetic types and forecast evaluation of Karelia's gold mineralization	64
<i>Kazanov O.V., Kalinin A.A., Petrov S.V.</i> Gold in PGE ores from the East Pansky layered massif, Kola Peninsula	67
<i>Kazanov O.V., Kalinin A.A.</i> Geochemical ore gold prospecting in the Syargozero-Strelms Prospect, Murmansk Region	71
<i>Kalinin A.A., Kazanov O.V., Borozdina S.V.</i> Gold of the Tiksheozero greenstone belt: new data	74
<i>Karpov S. M., Voloshin A.V.</i> Genetic mineralogy of gold and silver in pyrite ore from the Khibiny area, Kola Peninsula	77
<i>Kayachev H.F.</i> Gold potential of the Toksho-Voloshovskaya zone of the Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield	81
<i>Kerimov R.B., Velizade S.F., Efendieva E.N.</i> Some characteristics of ore-hosting rocks from Galadzhlyk gold occurrence, Azerbaijan	84
<i>Kozhevnikov V.N.</i> Gold in hydrothermal zircons: inclusions, high-precision geochemistry and accompanying elements	87
<i>Kompanchenko A.A., Kuleshevich L.V.</i> Mineralogy of Au-S-As hypo- and mesothermal occurrences in the Karelian Craton and its margin	91
<i>Kondrashova N.I.</i> Petro-geochemical factors of gold-bearing sanukitoids in Karelia	94
<i>Korsakov A.K., Lukashenko S.V., Megelovsky A.D.</i> Gold potential of the Karelian Craton	98
<i>Kudryashov N.M., Kalinin A.A., Lyalina L.M.</i> Geochronological and isotope-geochemical characteristics of the rocks that host Oleninskoye and Nyalm-1 gold occurrences of the Kolmozero-Voronya greenstone belt, Kola Peninsula	101
<i>Kuleshevich L.V.</i> Gold mineralization in the Archean greenstone belts of Karelia: genetic, ore formation types and pdistribution pattern	106
<i>Kuleshevich L.V., Lavrov O.B.</i> Typomorphic characteristics of gold from Precambrian deposits and occurrences in Karelia	109

<i>Lavrov O.B.</i> Noble metal mineralization of Cu-S ores from Kaalamo massif	112
<i>Larkina N.Yu., Kuleshevich L.V.</i> Mineral assemblages and gold potential of pyrite and pyrite-base metal ores of the Lake Kamennoye structure, East Karelia	116
<i>Lahtinen R. and the FENGOT working group.</i> Fennoscandian Gold Transect – FENGOT 2009-2013	120
<i>Lahtinen R.</i> Precambrian tectonic evolution and metallogeny of the Fennoscandian Shield	122
<i>Lobanov K.V., Kazansky V.I., Chicherov M.V.</i> Gold mineralization in the Kola Superdeep Borehole sequence and at the surface in the Pechenga Ore Province	121
<i>Malkov I.A.</i> Epigenetic rocks and gold potential of the northwestern Sumozero-Kenozero greenstone belt	125
<i>Nilov M.Yu.</i> Geophysical criteria for identifying structures and units with gold potential in the greenstone belts of West Karelia	127
<i>Niiranen T., Gonzales J. Hallberg A., Ivashchenko V., Sandstad J.S.</i> Gold deposits in the Fennoscandian Gold Transect	129
<i>Nosova A.A., Samsonov A.V., Larionova Y.O., Kovalchuk E.V., Larionov A.N.</i> Archean age of gabbro and garnet-biotite-amphibole-quartz metasomatic rocks from Vietukkalampi Au-PGE occurrence in the Hautavaara structure	130
<i>Pekka A. Nurmi.</i> Booming Minerals Industry in Finland Employs the Green Mining Concept	134
<i>Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A., Savichev A.N.</i> Spatial and genetic association of gold, rare-meta and chrystal-bearing quartz veins in the Urals Region	138
<i>Oleinik I.L., Kuleshevich L.V., Lavrov O.B., Ivanov D.V.</i> Ore formation types and mineral assemblages of gold units in the Elmus prospect	141
<i>Prokofyev V.Yu., Selektor S.L., Akinfiyev N.N.</i> Gas-liquid interaction as a factor in the formation of gold deposits	145
<i>Ruchev A.M.</i> Structural control of the localization of orogenic-type gold deposits and occurrences in Karelia	148
<i>Samsonov A.V., Larionova Yu.O., Stepanova A.V., Nosova A.A.</i> Assessment of the Karelian Block's gold potential on the basis of the Early Precambrian geological evolution of the southeastern Baltic Shield	151
<i>Safonov Yu.G.</i> Typomorphism of Precambrian Gold Deposits	156
<i>Seravkin I.B., Znamensky S.E.</i> Endogenous gold metallogeny of the southern Urals Region	159
<i>Sushkov P.A., Zinoviev V.G., Mitropolsky I.A., Okunev I.S., Shuliak G.I.</i> Neutron-activation analysis of platinum, REE and gold from maksovites	163
<i>Filippov N.B., Vrevsky A.B.</i> Gold of Fennoscandia: from statistics to strategy	166
<i>Frolov A., Mikhailov A.</i> Constructing a forecast-prospecting model of gold mineralization at Piilola prospect, Eastern Finland, on the basis of geophysical and geochemical data	171
<i>Anders Hallberg A., Morris G., Sandstad J. S., Niiranen T., Lahtinen R., Voytekhovsky Y., Vrevsky A.</i> FENGOT: Isotopic ages	173
<i>Khanchuk A.I., Plyusnina L.P., Ruslan A.V.</i> A new genetic type of gold mineralization in graphite-bearing rocks from Primorye	176
<i>Iain H.C. Henderson, Tero Niiranen, Stefan Bergman, Stanislav I. Krasotkin, Kerstin Saalman.</i> Structural controls on gold mineralisation in the Fennoscandian Gold Transect	179
<i>Huhma H.</i> The age of the Archaean greenstone belts in Finland	182
<i>Chernyshov N. M.</i> Types and composition of gold and gold-platinum mineralization in iron formation from KMA, Central Russia	183
<i>Chernyshov N.M., Ponomareva M.M.</i> Gold in the weathering crust of iron formation in Mikhailovsky and Starooskolsky iron provinces, KMA, Central Russia	188
<i>Chernyshov N.M., Ryborak M.V., Albekov A.Yu.</i> Genetic types of gold and gold-platinum mineralization in the Voronezh crystalline massif	192
<i>Chernyshova M.N.</i> Gold-PGE parageneses in the dikes of Yelan-type sulphide copper-nickel deposits, VKM, Central Russia	195
<i>Chernyavsky A.V., Voloshin A.V., Voytekhovsky Yu.L.</i> Gold occurrences of the Panarechenskaya volcano-tectonic structure, Kola Region: types of mineralization	197

КОМПЛЕКСНОЕ ЗОЛОТО-УРАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Афанасьева Е.Н., Миронов Ю.Б.

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»),
Санкт-Петербург, elena_afanasieva@vsegei.ru; ogumr@vsegei.ru

COMPLEX GOLD-URANIUM MINERALIZATION IN THE EASTERN BALTIC SHIELD

Afanasyeva E.N., Mironov Yu.B.

VSEGEI, St.Petersburg, elena_afanasieva@vsegei.ru; ogumr@vsegei.ru

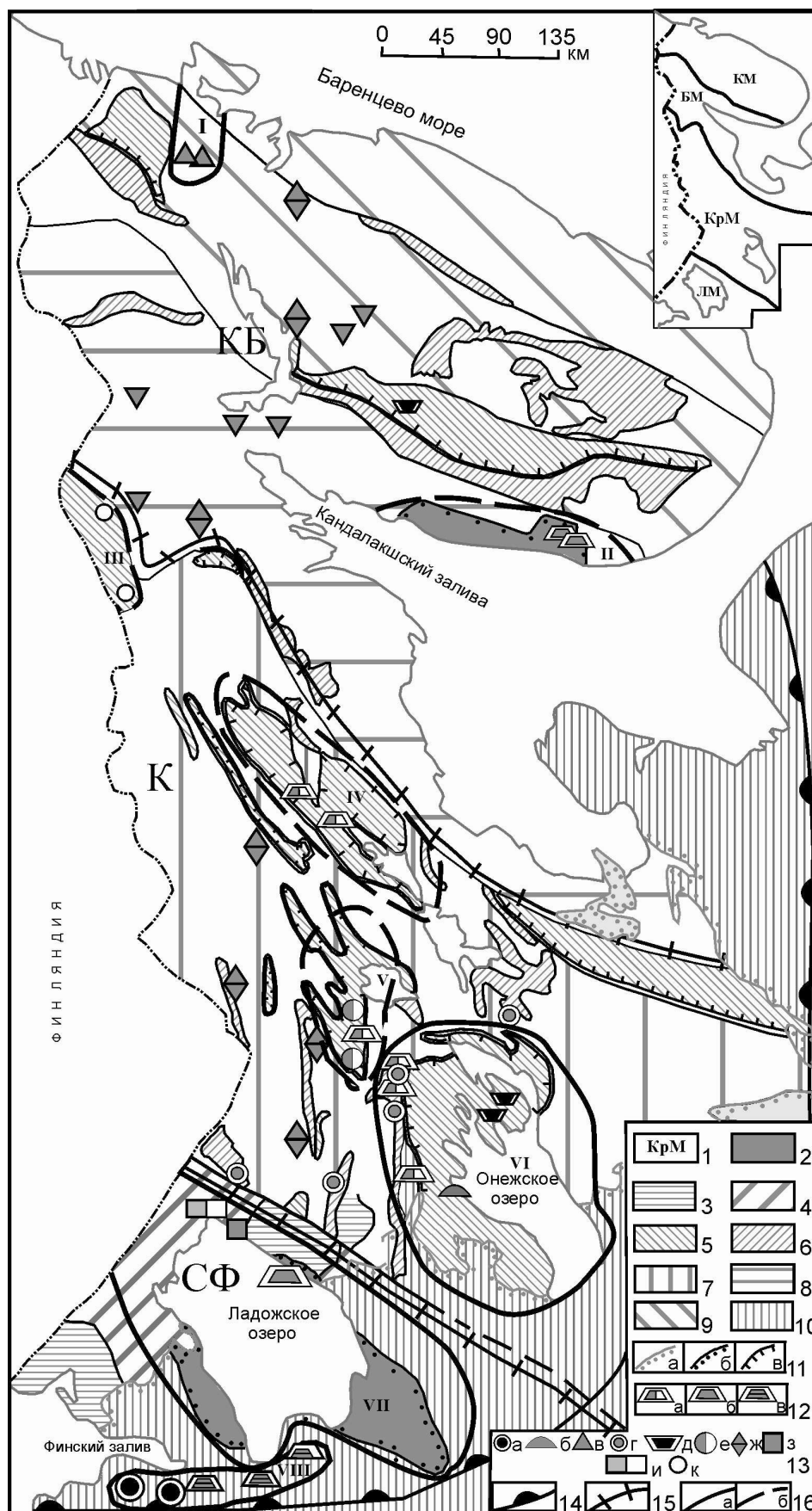
Территория восточной части Балтийского щита охватывает Кольско-Беломорский, Карельский, Свекофеннский (Ладожский) мегаблоки и примыкающую часть Русской плиты, где эти структуры перекрыты венд-палеозойскими песчано-глинистыми отложениями (рис.). Мегаблоки сложены интенсивно метаморфизованными вулканогенными, осадочно-вулканогенными породами архейского и протерозойского возраста, испытавшими неоднократные преобразования под воздействием разновозрастных тектонических и гидротермально-метасоматических процессов, что нашло отражение в особенностях локализации различного эндогенного оруденения.

Балтийский щит характеризуется наличием структурно-вещественных обстановок, контролирующих пространственное размещение как месторождений золота (архейские зеленокаменные пояса, раннепротерозойские рифтогенные структуры) и урана (зоны структурно-стратиграфических несогласий (СН), вулканы, «черные» сланцы), так и комплексных золото-урановых рудных объектов.

Позднеархейские зеленокаменные пояса широко развиты в пределах Карельского мегаблока. Ранние этапы их развития ознаменовались формированием крупных серноколчеданных с золотом месторождений, локализованных среди вулканических андезит-дацитового состава с горизонтами графитовых сланцев (Хаутаваара, Парандово и др.), а также собственно золоторудных месторождений, ассоциированных с базальтами, базальтовыми коматиитами (Муккори, Рыбозеро, Берендей и др.). С более поздними стадиями рудогенеза связано образование золотого оруденения в вулканических дацитового, риолит-дацитового состава (Келокорпи, Пампало, Педролампи). Конец архейского этапа развития характеризуется мощным проявлением гранитоидного магматизма; в эндоконтактах интрузий гранитов, гранодиоритов, гранит-порфиров локализованы месторождения золота Ряменпуро, Ялонваара, Лобаш и др.

К собственно урановым относятся месторождения «традиционного» для древних щитов типа СН. Наибольшие перспективы связаны с СН двух уровней: (1) имеющим региональное распространение предвендским СН, контролирующим размещение урановых месторождений с бедными рудами (Рябиновское, Ратницкое, Славянка); (2) предсреднерифейским СН, которое вмещает урановое месторождение Карку с богатыми рудами и ряд рудопроявлений Пашско-Ладожского рудного района, имеющих значительное сходство с месторождениями «типа несогласия» бассейна Атабаска, что дает основание достаточно высоко оценивать перспективы прогиба на выявление промышленных урановорудных объектов [1]. Благоприятные обстановки для локализации уранового оруденения этого типа установлены в Двинско-Кандалакшском рифейском грабене Беломорского мегаблока (Терскобережный потенциально рудный район), в пределах северного фрагмента которого выявлены два урановых рудопроявления, а также грабены Мухос, Сатаккунта в Финляндии.

Урановые месторождения урановорудной провинции Аръеплог-Адвисъявр (Швеция) локализованы среди вулканических преимущественно кислого состава в зоне развития активизационных гранитоидов. К этой же группе относятся и урановорудные объекты Лицевского рудного района, расположенные среди альбит-хлорит-гидрослюдистых метасоматитов в северо-западной части Кольского полуострова. Они локализованы в экзоконтакте лицевского гранитоидного массива в широкой зоне привноса урана [2].



Карело-Кольская рудная провинция

Большая часть Балтийского щита перекрыта палеозойскими осадочными породами, особенно широко развитыми на юге, в пределах его российской части. Диктианемовые сланцы ордовика Невско-Волховского урановорудного района вмещают уникальные месторождения черносланцевой формации с содержаниями урана от 60 г/т до 350 г/т, локально до 750 г/т (Красносельское, Котловское). В зарубежной части щита к этому типу относится известное месторождение Ранстад с содержаниями урана от 305 г/т до 5000 г/т.

Как золотые, так и урановые месторождения формируют ресурсный потенциал Балтийского щита. Однако, наибольший промышленный интерес представляют золото-урановые объекты, сформированные в различных геодинамических условиях.

На раннекарельском этапе развития происходило заложение системы глубинных разломов, контролирующих размещение рифтогенных зон, таких как Панна-Куоляярви-Куусамо-Киттеля, в состав которой входят структуры, обладающие спецификой геологического строения, и, как следствие, различной металлогенической специализацией. Юго-восточная часть (Ветреный пояс) вмещает золотое оруденение; центральная часть (Лехтинско-Шомбозерский потенциально рудный район) характеризуется наличием урановых рудопоявлений (Чуруж) в кислых вулканитах, золото-урановых объектов (Колгевара, Хохлозеро-1) в измененных вулканитах среднего состава и золотых рудопоявлениях (Риговарака, Бороварака и др.) в кварцевых-галечных конгломератах и гравелитах. На северо-западном продолжении зоны выделен Пана-Куоляярви-Куусамо потенциально рудный район с золото-урановыми рудопоявлениями, связанными с альбититами и альбит-карбонатными метасоматитами в вулканогенных и осадочно-вулканогенных породах разных стратиграфических уровней – от ятулия до людиковия (Алакуртинское, Ляппеля, Лагерное, Алим-Курсуярви, Юомасуо, Конттиахо). Самая северо-западная часть зоны охватывает вулканогенно-осадочный пояс Киттеля, характеризующийся преобладанием золоторудных (крупное месторождение золота Суурикуусикко, месторождения Пахтаваара, Саатапора и др.), иногда с ураном (Пахтавуома) объектов.

К комплексным месторождениям относятся уникальные уран-благороднометалльно-ванадиевые объекты Онежского рудного района в связи с альбит-карбонатно-слюдистыми метасоматитами зон складчато-разрывных дислокаций (СРД). Главный полезный компонент месторождений – ванадий. Ванадиевая минерализация представлена роскоэлитом и ванадийсодержащим гематитом. Средние содержания урана – 0,04–0,15 %; среднее содержание золота – 0,5 г/т. в отдельных сечениях установлены содержания золота до 33–50 г/т на 0,5–0,7 м).

Интерес к золото-урановым объектам резко возрастает в связи с открытием комплексных месторождений группы Ромпас (общее название золото-уранового объекта Финляндии, включающего собственно Ромпас, Румавуома, Мустамаа). Ревизионные, поисковые и разведочные работы на месторождении проводились в разные годы Геологической службой Финляндии (1950-е годы), компанией АРЕВА (2007–2008 гг.), компанией Issuer (2009г.). В последние годы поисковые и разведочные работы на этом объекте ведутся компанией Mawson Resources Ltd [3]. Месторождения размещаются в зоне влияния высокорadioактивных позднеорогенных гранитоидных интрузий и контролируются зонами интенсивного проявления процессов диопсидитизации, тремолитизации, карбонизации, хлоритизации, альбитизации среди метасоматических и метавулканогенных пород и жильных зонами с известково-силикатным выполнением.

1 – мегаблоки юго-восточной части Балтийского щита: Свекофенский (Ладожский) (ЛМ), Карельский (КрМ), Беломорский (БМ), Кольский (КМ) (на врезке); 2–4 – Ладожский мегаблок: 2 – рифейские осадочные, вулканогенно-осадочные образования; 3 – граниты рапакиви; 4 – углеродистые сланцы; 5 – раннепротерозойские наложенные впадины; 6 – позднеархейские зеленокаменные структуры; 7 – комплекс ранне-позднеархейского основания Карельского мегаблока; 8 – гранулит-гнейсовые образования Беломорского мегаблока; 9 – гранито-гнейсовые образования Кольского мегаблока; 10 – венд-палеозойский осадочный чехол; 11 – зоны структурно-стратиграфических несогласий (ССН): предвендская (а), предрифейская (б), предраннепротерозойская (в); 12 – месторождения и рудопоявления, связанные с зонами ССН предвендского (а); предрифейского ССН (б); предятулийского ССН (в); 13 – месторождения и рудопоявления урана: в черных сланцах (а); в битуминозных песчаниках (б); в (альбит)-хлорит-гидрослюдистых метасоматитах (в); месторождения и рудопоявления золота в вулканогенно-осадочных породах зеленокаменных поясов (г); комплексные: уран-благороднометалльно-ванадиевые в альбит-карбонатно-слюдистых метасоматитах (д); золото-урановые в кварцево-галечных конгломератах и гравелитах (е); уран-торий-редкометалльные в кварц-полевошпатовых метасоматитах и пегматитах (ж); золото-урансодержащие полиметаллически-оловянные в скарнах и апоскарновых метасоматитах (з); урановые, фосфорно-урановые в скарнах (и), урановые в альбититах и альбит-карбонатных метасоматитах; 14 – граница Карело-Кольской рудной провинции; 15 – граница рудных субпровинций: Кольско-Беломорская (КБ); Карельская (К); Свекофенская (СФ); 16 – граница рудных (а) и потенциально рудных (б) районов: Лицевский (I), Терскобережный (II), Пана-Куоляярвинско-Куусамо (III), Лехтинско-Шомбозерский (IV); Янгозерский (V), Онежский (VI); Пашско-Ладожский (VII); Невско-Волховский (VIII).

Область развития урановой и золотой минерализации образует рудное поле, прослеженное на 6 км при ширине 250–270 м. Средневзвешенные содержания колеблются от 0,13 % U_3O_8 и 51,9 г/т на 1,4 м до 97,34 г/т золота и 0,33 % урана на 0,98 м. Результаты бурения в 2012 г. показали содержания золота – 617 г/т на 6 м включая 3540 г/т на 1 м и U_3O_8 – 0,07 % на 7 м (Южный Ромпас) и 395 г/т на 0,4 м – золота и 0,41 % U_3O_8 на 41 м (Северный Ромпас). В 171 штучных пробах средние содержания золота составили 1127 г/т и U_3O_8 – 4,25 на 0,59 м; в 80 бороздовых пробах средние содержания золота составили свыше 22,7 г/т и урана – до 4,3 %. Хотя рудно-формационная принадлежность месторождения не до конца ясна, правомерно говорить о связи наиболее значимых ураново-рудных концентраций с альбитизированными и скарнированными породами, а наиболее крупных золоторудных концентраций с зонами окварцевания и жилами кварцевого, кварц-карбонатного состава, выполняющими центральные части метасоматических зон, ширина которых оценивается в 100 м.

В пределах российской части Балтийского щита к рудным объектам подобного типа правомерно отнести рудопроявления урана, расположенные в пределах Пашско-Ладожского рудного района среди карбонатных пород и скарнов (Мраморная Гора, Харлу, Рюттю и др.), с широко развитыми в них зонами окварцевания и жилами кварцевого, кварц-карбонатного состава, в которых, по аналогии с месторождениями группы Ромпас, правомерно ожидать выявления золотого оруденения.

Приведенные данные свидетельствуют о необходимости пересмотра перспектив давно известных рудных объектов, локализованных в сходных геологических обстановках, что может привести к выявлению промышленных месторождений золото-урановых руд в пределах российской части Балтийского щита.

Types of gold, uranium and gold-uranium mineralization in the Baltic Shield is discussed. Gold-uranium ore targets of the Rompas group (Finland) are characterized in detail. The conclusion about the necessity to revise the known ore targets for the discovery of economic gold-uranium ore deposits is drawn.

Литература

1. Михайлов В.А., Афанасьева Е.Н., Миронов Ю.Б., Кушнеренко В.К. Металлогенический потенциал урана Северо-Западного региона РФ // Региональная геология и металлогения, 2007. № 32. С.20–27.
2. Afanasyeva E.N., Mikhailov V.A., Lipner A.A., Serov L.V. Uranium potential of the Kola Peninsula // Minerals on Geology of Uranium, Rare Earth and Rare Metal Deposits. 2009. № 153. P.18–27
3. Nebocat. J. Progress Report on the Geology, Mineralization and Exploration Activities on the Rompas Gold-Uranium Property, Southern Lapland, Finland. PGS Pacific geological services. 2011. 58 p.

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ ВМЕЩАЮЩИХ ВУЛКАНИТОВ РЫБОЗЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ КАРЕЛИЯ)

Богачёв В.А.

ГГУП «СФ Минерал», Санкт-Петербург, bog_mineral@mail.ru

ABSOLUTE AGE OF HOST VOLCANICS FROM THE RYBOZERO GOLD DEPOSIT, SE KARELIA

Bogachev V. A.

State Company Mineral, Russian Federation, St.Petersburg, bog_mineral@mail.ru

Рыбозерская зеленокаменная структура наряду с Шилосской и Маткалахтинской образуют Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс. Пояс расположен в северной части Водлозерского домена, в строении которого преобладают комплексы древнее 3,0 Ga. По современным данным [3] структуры пояса сложены породами двух вулканогенных комплексов – коматиитами-базальтами

кумбуксинской толщи и толеитовыми базальтами вышележащей вождоозерской толщи. Образование кумбуксинской толщи широко развиты в Рыбозерской и Маткалахтинской структурах, а в Шилосской закартированы в виде узкой полосы на востоке структуры в зоне Тайгеницы – Петров Ям. Верхний возрастной предел формирования базальтов вождоозерской толщи в Шилосской структуре определяется цирконовым возрастом прорывающих их интрузий габбро и плагиогранит-порфиров, внедрившимся в интервале 2869 – 2862 Ма [3], что согласуется с Sm-Nd возрастом вмещающих базальтов – 2915 ± 30 Ма [1]. Породы обеих толщ во всех структурах пояса прорваны многочисленными пластовыми телами метаперидотитов, метагаббро различных типов и гипабиссальными дайками кварц-плагиоклазовых порфиров. Возраста гранит-порфиров образуют две группы со средними значениями 2,86 и 2,8 Ga.

В зеленокаменных структурах пояса выявлены проявления золота, разделённых на два рудно-формационных типа: – в связи с центрами кислого магматизма (тип «Поркьюпайн») к которому отнесены золоторудные проявления Заломаевского и Тайгеницкого полей в Шилосской структуре. Второй – стратиформный в коматиит-базальтах (тип «Шеба»), к которому относится Рыбозерское месторождение в одноименной структуре [4].

Рыбозерская структура не обнажена. Наиболее полно её строение охарактеризовано по данным бурения в итоговом отчёте о поисковых работах ПГО «Севзапгеология» [2]. Согласно этим материалам зеленокаменная структура представляет собой сжатую синклиналиную складку меридионального простиранья, опрокинутую на восток, длиной около 11–12 км и шириной порядка 1,5–2 км. Структура сложена единым разновозрастным комплексом метатифов-туфитов – метавулканитов, в разрезе которого выделяется несколько пачек. На крыльях синклинали развиты андезиты, отличные по геохимическим особенностям от пород основного-среднего состава развитых в центре структуры. Более высокое положение занимает пачка сложенная коматиитами – коматиитовыми базальтами – магнезиальными андезитами с пластовыми телами перидотитов и долеритов. Среди ультраосновных пород преобладают перидотиты, а коматииты развиты незначительно и составляют первые проценты объёма пачки. В магнезиальных базальтах верхней части этой пачки часто отмечаются интервалы сложенные плагиопорфиритами с крупными вкрапленниками основного плагиоклаза. В восточном крыле пачки коматиитов – коматиитовых базальтов и андезитов, *и только там*, картируются пластовые тела вулканогенных пород средне-кислого состава, которые перемежаются в разрезе с ультраосновными-основными вулканитами и сложены преобладающими туфами при подчиненной роли кислых вулканитов. В породах средне-кислого состава широко развиты линзовидные тела колчеданных руд. Центр структуры сложен переслаивающимися коматиитовыми андезитами и магнезиальными толеитовыми базальтами-андезитами. Отличительной чертой этой пачки является большое количество туфогенного материала. Интрузивные тела кварц-плагиоклазовых порфиров отмечаются на всех уровнях разреза структуры. Химический состав пород всех пачек представлен в табл.

Вулканогенные породы структуры в значительной степени изменены в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, причём минеральные парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации отчётливо накладываются на более ранние парагенезисы зеленосланцевой фации, включая околорудные метасоматиты.

Рыбозерское месторождение золота располагается в центре структуры, в части разреза, где переслаиваются вулканиты средне-кислого и ультраосновного-основного состава. Выделена полоса средне-низкотемпературных метасоматических изменений согласная с напластованием пород и сопряжённая с зоной рассланцевания. В зависимости от состава исходных пород выделяются участки пропилов, листовенитов, редко березитов. Рудные тела расположены в зоне метасоматитов, не имеют выраженных границ, как правило, приурочены к листовенитам и связаны с развитием кварц-карбонатных прожилков и вкрапленности пирита.

Из вмещающей месторождение пачки коматиитов-коматиитовых базальтов продатированы две пробы цирконов. Первая, С-48/144 отобрана из высокомагнезиального долерита. Долерит представляет собой среднезернистую рассланцованную породу с идиоморфными кристаллами соссюритизированного плагиоклаза (25–30%) и основной массы, состоящей из преобладающего хлорита, актинолита, карбоната, кварца и рудного минерала в количестве 5–7%. Более поздними минералами являются эпидот и биотит. Вторая проба циркона, С-27/90, отобрана плагиопорфирита с крупными вкрапленниками основного плагиоклаза. Интервал опробования сложен такситовой породой, где чередуются участки тонко-мелкозернистого однородного метабазальта и участки плагиопорфирита

сложенного вкрапленниками плагиоклаза размером от 2–3 мм до 1–2 см в мелкозернистой основной массе не отличимой от вмещающих базальтов. Количество вкрапленников варьирует от 5 до 80%. Контакты между базальтами и плагиопорфирами постепенные, за счет увеличения количества и размера вкрапленников плагиоклаза. Основная масса состоит из преобладающих цоизита-эпидота, амфибола, хлорита и карбоната.

Петрогеохимический состав вулканогенных пород Рыбозерской структуры

NN	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
проба	с-58/64	с-60/40	с-60/70	с-48/144	среднее	с-27/90	среднее	среднее	среднее	1165
SiO ₂	59.30	44.65	45.60	49.30	48.93	49.40	60.68	48.68	59.28	51.79
Al ₂ O ₃	16.80	3.79	12.10	10.10	13.51	21.20	15.82	14.26	12.21	0.46
TiO ₂	1.15	0.92	0.51	0.82	0.99	0.15	0.53	1.60	1.16	11.56
Fe ₂ O ₃ t	5.24	21.35	15.20	13.50	12.32	4.94	6.49	14.23	12.45	10.24
MgO	3.53	20.95	14.80	11.80	8.38	5.05	4.14	7.28	2.30	12.62
CaO	4.87	2.23	4.23	9.06	9.25	12.40	4.76	7.66	5.18	12.17
Na ₂ O	5.21	<1	0.67	1.41	1.99	2.93	3.39	2.43	3.72	0.92
K ₂ O	0.27	0.11	0.62	0.22	0.22	0.21	1.53	0.59	0.55	0.09
P ₂ O ₅	0.27	<0.05	0.05	<0.05	0.07	<0.05	0.09	0.16	0.31	
Cr	178	1100	700	410	272	190				513
Co	19	77	65	65	113	14				49
Ni	66	370	410	130	84	62				173
Rb	4	1	12	4	4	3				2
Ba	25	92	150	87	62	25		25		25
Sr	150	4	16	63	99	164				75
Zr	199	45	59	44	57	9				25
Nb	10	2	2	2	3	0				0.8
Y	19	5	7	16	18	6				11
La	8.38	1.63	1.83	2.98	3.89	0.93				0.9
Ce	19.75	5.00	5.50	7.41	9.90	2.31				2.75
Pr	2.63	0.83	1.01	1.11	1.41	0.34				0.38
Nd	12.65	4.08	4.26	5.36	6.96	1.99				2.24
Sm	3.60	0.99	1.20	1.70	2.20	0.52				0.89
Eu	0.67	0.33	0.53	0.57	0.71	0.37				0.35
Gd	3.22	0.71	1.00	1.86	2.33	0.69				1.19
Tb	0.57	0.13	0.23	0.42	0.47	0.14				0.24
Dy	3.37	0.74	1.22	2.64	3.10	0.92				1.79
Ho	0.70	0.20	0.28	0.56	0.67	0.24				0.44
Er	2.02	0.63	0.81	1.59	1.93	0.68				1.28
Tm	0.29	0.09	0.11	0.26	0.28	0.09				0.19
Yb	2.02	0.68	0.85	1.68	1.94	0.63				1.22
Th	6.40	0.42	0.6	0.5	0.49	0.1				0.1
U	1.27	0.05	0.1	0.1	0.14	0.1				<0.1

Примечания. 1–андезит «нижней» пачки; 2–коматит; 3–коматитовый базальт; 4 –коматитовый порфирит; 5– магнезиальный базальт n= 19; 6–магнезиальный плагиопорфир; 7– магнезиальный андезит n = 6; 8– толеитовый базальт n=8; 9– толеитовый андезит n=4; 10–меланогабброамфиболит, Петровский Ям.

Датирование проводилось локальным U-Pb методом SIMS SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Монофракция циркона пробы С-48/144 представлена серыми мутными обломками метамиктных зёрен длиной 90–200 мкм и Ку от 1,4 до 2,1. В зёрнах не наблюдается каких-либо элементов зональности, кроме участков грубой зональности в единичных зёрнах. Содержания U варьируют от 259 до 500 ppm, Th от 176 до 1077 pm, при величине Th/U отношения 0,69–2,91. По 8-ми зёрнам получен конкордантный возраст 2815±11 Ма с нижним пересечением в точке начала координат, СКВО= 2,6 (рис. 1).

Монофракция циркона пробы С-27/90 представлена мутными белёсыми обломками длинно-призматических зёрен длиной 90–160 мкм и Ку от 1,8 до 3,2. В катодоллюминесценции зёрна имеют как яркое, так и слабое свечение с элементами грубой зональности. Содержания U варьируют от 41 до 617 ppm, Th от 18 до 536 pm, при величине Th/U отношения 0,46–1,81. По 9-ти зёрнам получен конкордантный возраст 2801±11 Ма с нижним пересечением в точке начала координат, СКВО= 0,14 (рис. 2).

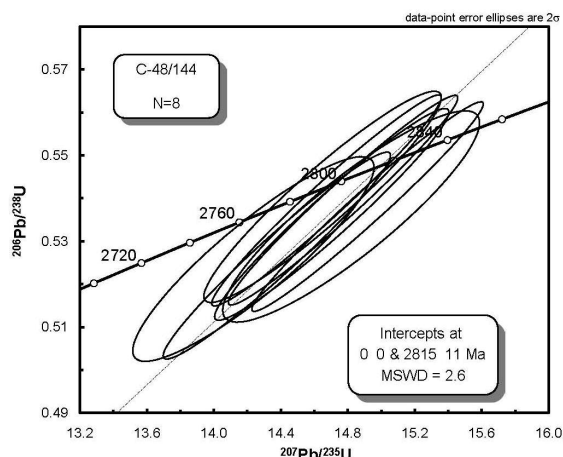


Рис. 1. График с конкордией для цирконов пробы C-48/144 магнезиальных меланодолеритов Рыбозерской структуры

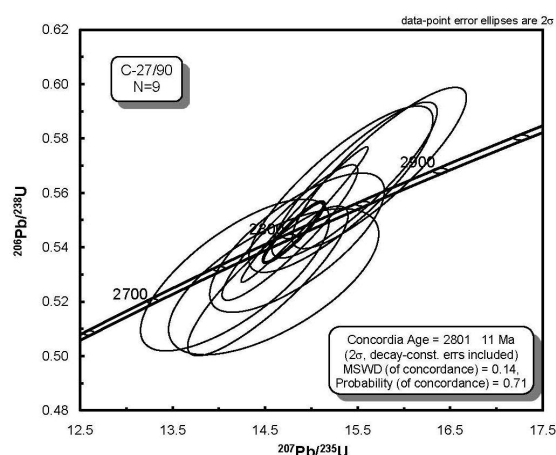


Рис. 2. График с конкордией для цирконов пробы C-27/90 магнезиальных плагиопорфиров Рыбозерской структуры

Данные датирования коматиитовых базальтов Рыбозерской структуры совпадают с абсолютным цирконовым возрастом высокомагнезиальных меланогабброидов, слагающих пластовое тело на западном берегу р. Выг, на участке Петров Ям, и равным 2818 ± 14 Ma [3]. Химические составы меланогаббро-амфиболита и долерита также идентичны (проба 1165, табл. 1). Это подтверждает развитие толщи коматиитов-коматиитовых базальтов с возрастом 2,80–2,815 Ga в виде полосы по всему восточному борту Шилосской структуры.

Выводы. 1. Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс имеет гетерогенное строение. Среди слагающих его вулканитов уверенно выделяется две возрастные группы. Ранние магнезиальные толеитовые базальты с возрастом древнее 2,90 Ga слагающие Шилосскую структуру (возмоозерская свита) и комплекс коматиитов-коматиитовых базальтов-андезитов и перидотитов-долеритов с возрастом 2,80–2,815 Ga, слагающих Рыбозерскую структуру и восточный борт Шилосской структуры. 2. Возраст пачки переслаивания кислых и основных вулканитов вмещающих Рыбозерское месторождение золота и, следовательно, возраст золотого оруденения, равен или немногим моложе 2,8 Ga.

На основе полученных данных можно сделать ряд предположений. В формировании Рыбозерского месторождения золота значительную роль играют кислые вулканиты, а незначительный объем коматиитов не позволяет отнести его к объектам типа «Шеба». В центральной части Шилосской структуры в пределах Заломаевского золоторудного поля широко развиты трещинные интрузии перидотитов и гранит-порфиров. Значительная часть гранит-порфиров имеет возраст около 2,8 Ga, и такой же возраст можно предполагать и для перидотитов. Морфология рудных тел, минеральный состав руд и сопутствующих метасоматитов на проявлениях Заломаевского и Рыбозерского рудных полей близки. Все это, свидетельствует о единстве рудно-формационных типов и возраста золотого оруденения указанных рудных полей.

Rybozerskoe gold deposit is located in one of the structures of the South Vygozero greenstone belt. The structure is composed by contrasting series of rocks such as: komatiites-basalts and dacites-rhyolites. Determination of the absolute age was made by two zircons samples, taken from the pack with high magnesium rocks – melanodoleryte and basalt plagio porphirit. The dating was carried out by local U-Pb method of SIMS SHRIMP-II at Centre of isotopic investigations, AP Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). Obtained concordant age equal to 2815 ± 11 Ma, MSWD = 2,6 and 2801 ± 11 Ma, MSWD = 0,14. These data show that the greenstone belt has a heterogeneous structure and formed by two volcanic complexes with ages 2,90–2,95 Ga. and 2,80–2,82 Ga. With the latter complex (2,80–2,82 Ga) associated gold mineralization.

Литература

1. *Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б. и др.* Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрология, 1999, том 7, № 2, с. 156–173.
2. *Горошко А.Ф. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на золото в центральной части Повенчанского зеленокаменного прогиба, проведенных Кондопожской ГРП в 1978–1980 гг (Рыбозерский объект), 1980. ФБУ «ТФГИ по СЗФО». № 23780. С-Петербург.
3. *Житникова И.А. и др.* Отчёт о результатах работ по объекту «ГДП-200 листа Р-36–ХП (Северо-Онежская площадь)» Фонды ФБУ «ТФГИ по СЗФО» инв. № 28124. С-Петербург.
4. *Минерально-сырьевая база Республики Карелия* / Михайлов В.П., Леонтьев А.Г. и др. Книга 1. Петрозаводск: «Карелия», 2005.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЗОЛОТОНОСНОСТИ ЭЛЬМУССКОЙ ПЛОЩАДИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

Булавин А.В., Добрынина Д.Н., Олейник И.Л.

АО «Индустрия», Петрозаводск, OleynikIL@polymetal.ru

NEW DATA ON THE GOLD POTENTIAL OF THE ELMUS PROSPECT, CENTRAL KARELIA

Bulavin A.V., Dobrynina D.N., Oleinik I.L.

Industria JSC, Petrozavodsk, OleynikIL@polymetal.ru

Эльмусское рудное поле приурочено к северо-восточной ветви Койкарско-Корбозерской зеленокаменной структуры, являющейся фрагментом архейского Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Вместе с тем, оно расположено в бортовой части крупнейшего Онежского эпикратонного прогиба. Особенности рудного поля определяются сложным сочетанием архейских, протерозойских и более поздних структур.

Первые данные о золотоносности относятся к 50-м годам прошлого века, когда активно проводились геолого-разведочные работы (ГРП) на золото-урановое оруденение типа Витватерсранд в протерозойских конгломератах. Первым золотопроявлением площади можно считать Заозерное, где поначалу были выявлены золотоносные кварцевые и олигомиктовые конгломераты с урановой минерализацией. Позднее, в 80-х годах, в результате многочисленных исследований там было установлено развитие альбит-кварц-хлоритовых метасоматитов и золотоносных сульфидно-кварцевых жил.

Работы 80–90-х годов были ориентированы на выявление месторождений в архейских зеленокаменных структурах. В их результате появились практически все хорошо известные сегодня золотоносные рудные объекты, наличие которых и определяло потенциал Эльмусского рудного поля. Наиболее перспективными считались проявления золото-пиритового (Педролампи), золото-кварцевого (Эльмус, Орехозеро), золото-колчеданного (Талпус) типов. Все они локализованы в лопийских образованиях и рассматривались исследователями в основном как типичные объекты архейских зеленокаменных структур.

С 2011 года лицензией на Эльмусскую площадь владеет ОАО «Полиметалл» в лице своего дочернего предприятия – ООО «Индустрия». Основной акцент при проведении ГРП был сделан на ревизию данных по рудопроявлениям Педролампи и Талпус, а также изучение перспективных аномалий и обстановок с помощью наземной геофизики, тиллевой съемки и колонкового бурения до глубин 50–250 м.

Рудопроявление Педролампи представлено золото-пиритовой, золото-халькопиритовой минерализацией в кварц-карбонат-хлоритовых и турмалин-карбонат-кварцевых метасоматитах. Возможными аналогами являются малосульфидные месторождения района Куусамо-Куоляярви (Йома-суо, Майское).

Ресурсы Центральной залежи, представляющей собою минерализованную зону мощностью до 30 м и протяженностью 120 м, ограничены глубиной 100 м от поверхности и не превышают 1 тонны золота со средним содержанием металла в руде 4–5 г/т. Вместе с тем, потенциал рудопроявления этим не исчерпывается. На северном фланге золото-пиритовая минерализация зафиксирована на глубинах 130 м и более от поверхности. Здесь оруденение погружается под выходящие на поверхность зоны золотоносной Sb-Ag-Cu минерализации Кюняшеля, развитые преимущественно в

кварцито-песчаниках и конгломератах ятулия. Этот участок наиболее интенсивного проявления рудных процессов в протерозойских породах отчетливо приурочен в плане к узлу пересечения тектонических нарушений ССЗ и СВ направлений и возможно фиксирует верхний уровень рудно-метасоматической колонки золоторудного месторождения, одним из фрагментов которого является Центральная залежь Педролампи.

Рудопроявление Талпус приурочено к стратиформной пиритовой колчеданной залежи в толще лопийских метавулкаников, углеродсодержащих и карбонатных пород. Здесь выявлен золото-сульфидный тип оруденения. Бурением в полосе 150×775 м оконтурено стратиформное рудное тело протяженностью 160 м, средней мощностью 8 м со средним содержанием золота 2.1 г/т. До глубины 90 м по падению ресурсы золота оцениваются в 950 кг. За пределами колчеданного горизонта, мощность которого достигает 35 м, а также на флангах рудопроявления, установлено широкое развитие золото-арсенопиритовой минерализации в ореолах альбитизации и березитизации по метавулканикам и гранитоидам архея. С учетом картины распределения геофизических и тиллевых аномалий, предполагается, что Талпус является одним из серии рудных объектов, связанных с зонами золото-сульфидной (арсенопирит-галенит-халькопирит-сфалерит) минерализации в метасоматитах альбитит-березитового ряда. Возможными аналогами являются месторождения Болиден (Швеции) или Оутокумпу, Луйконлахти, Пюхясалми (Финляндия).

Поисковое направление работ позволило выявить две новые обстановки, перспективные на выявление промышленных месторождений.

Рудопроявление Гавшланоя связано с золото-арсенопиритовой минерализацией в субмеридиональной крутопадающей зоне окварцевания и карбонатизации среди архейских метавулкаников основного и ультраосновного состава, черных сланцев и туфогенных пород.

Отдельными скважинами установлена минерализованная зона шириной до 30 м. В ее пределах развиты рудные тела мощностью до 3 м и средним содержанием золота 2,4 г/т. Оруденение по падению прослежено на 120 м и по глубине не ограничено. Спутниками золота являются As, Pb, Sb (Cu, Zn, W). Намечается связь с геофизическими ВП-аномалиями, которые весьма широко представлены в пределах рудного поля. В качестве ближайшего золоторудного аналога рассматривается месторождение Суурикуусико (Финляндия).

Рудопроявление Южка локализовано в контуре обширного (более чем 0.3×0.8 км) ореола интенсивной гематитизации архейских сланцев вблизи южного замыкания Педролампинской протерозойской синклинали. Тонкое золото содержится в кварц-гетит-гематитовых образованиях, слагающих тела мощностью от долей метра до 10–13 и более метров. Оруденение прослеживается до 150 м от поверхности и по глубине не ограничено. Среднее содержание металла по нескольким пересечениям 2,6 г/т. Спутниками золота являются Fe, Pb, As, Sb, Cu, Mo. По своему облику гетит-гематитовые руды напоминают образования типа «железных шляп» в корах выветривания колчеданных месторождений. Подобного рода аналогия усиливается нахождением рудопроявления в обстановке предъятулийского структурно-стратиграфического несогласия и широким развитием на участке линейных кор выветривания щебнисто-песчано-глинистого состава.

Полученные предварительные данные позволяют сделать вывод о достаточно широкой проявленности в пределах Эльмусского рудного поля золоторудных процессов постархейских металлогенических эпох. Следовательно, область поисков месторождений расширяется за счет выявления и изучения благоприятных обстановок в протерозойских образованиях и на границе AR/PR. Высокая металлоносность протерозойских процессов на всех щитах мира хорошо известна. В Центральной Карелии индикатором их рудной продуктивности являются комплексные благороднометалло-уран-ванадиевые месторождения в альбит-карбонатно-слюдистых метасоматитах Онежского прогиба, который является аналогом прогибов района Куусамо-Куоляярви и Лапландского пояса Финляндии – структур, вмещающих промышленно значимые месторождения золота региона.

Elmus Ore Field is confined to the northeastern branch of the Koikary-Korbozero greenstone structure, a fragment of the Archean Vedlozero-Segozero greenstone belt. At the same time, it is located at the flank of the biggest Onega epicratonic sag. The characteristics of the Ore Field are affected by complex combinations of Archean, Proterozoic and more recent structures.

The first evidence for the gold potential of the Ore Field was obtained in the 1950s during active geological prospecting for Witwatersrand-type gold-uranium mineralization in Proterozoic conglomerates. The first gold occurrence located there was Zaozernoye, where auriferous quartz and oligomictic conglomerates with uranium mineralization were revealed. Numerous studies conducted in the 1980s located albite-quartz-chlorite metasomatic rocks in auriferous sulphide-quartz veins.

The goal of the 1980s-90s studies was to locate deposits in Archean greenstone structures. As a result, all the presently known auriferous occurrences and deposits that constitute the Elmus Ore Field potential were then discovered. Occurrences of gold-pyrite (Pedrolampi), gold-quartz (Elmus, Orekhzero) and gold-massive sulphide (Talpus) types were considered to be most promising. They were all located in Lopian rocks and were mainly regarded as occurrences typical of Archean greenstone systems.

Since 2011, a license for Elmus prospect has been owned by Polymetal Joint-Stock Company represented by its subsidiary, Industria OJSC. The main goal of geological prospecting was to check data Pedrolampi and Talpus occurrences and to study promising anomalies and settings by ground geophysics, till survey and core drilling to a depth of 50–250 m.

Pedrolampi occurrence. Gold-pyrite, gold-chalcopyrite mineralization in quartz-carbonate-chlorite and tourmaline-carbonate-quartz metasomatic rocks.

Low-sulphide deposits in the Kuusamo-Kuolajärvi (Jomasuo, Maiskoye) area are possible analogues.

The resources of the Central Body, a mineralized zone up to 30 m thick and 120 m long, are confined to a depth of 100 m from the surface and are not more than 1 tonne of gold with the average metal content of the ore of 4–5 g/t. However, it is only part of the ore occurrence's potential. At the northern flank, gold-pyrite mineralization has been located at a depth of at least 130 m from the surface. Here, the mineralization plunges beneath the exposed Kyunyashelga auriferous Sb-Ag-Cu mineralization zones developed dominantly in Jatulian quartzitic sandstone and conglomerates. This prospect, where ore-forming processes in Proterozoic rocks are most vigorous, is clearly confined in plan view to the intersection of NNW- and NE-trending tectonic dislocations and probably indicates the upper level of the ore-metasomatic column of the gold deposit in which the Central Body of Pedrolampi is a fragment.

Talpus ore occurrence. It is confined to a pyritic massive sulphide body in Lopian metavolcanics and carbonaceous and carbonate rocks. A gold-sulphide type of mineralization. A stratiform ore body, 160 m long and 8 m in average thickness, with an average gold content of 2.1 g/t, was delineated by drilling in a 150 by 775 m strip. Gold resources to a depth of 90 m down the dip are estimated at 950 kg. Widespread gold-arsenopyrite mineralization in albitization and beresitization haloes after Archean metavolcanics and granitoids has been revealed outside the pyrite horizon, which is about 35 m thick, and at the flanks of the ore occurrence. Considering the distribution of geophysical and till anomalies, Talpus is assumed to be one of a series of ore bodies associated with gold-sulphide (arsenopyrite-galena-chalcopyrite-sphalerite) zones in albitite-beresite-series metasomatic rocks. Boliden (Sweden) or Outokumpu, Luikonlahti and Pyhäsalmi (Finland) deposits are possible analogues.

Prospecting has revealed two new settings promising for economic deposits.

Gavshlamnoya ore occurrence. It is associated with gold-arsenopyrite mineralization in a near-N-S-trending steeply dipping silicification and carbonatization zone among Archean mafic and ultramafic metavolcanics, black shales and tuffaceous rocks.

Individual boreholes have intersected a mineralized zone which is up to 3 m in width and has an average gold content of 2.4 g/t. Mineralization along the dip has been traced over 120 m and is not limited depthwise. The accessory minerals of gold are As, Pb, Sb (Cu, Zn and W). Association with geophysical VP-anomalies, widespread in the Ore Field, is assumed. The most probable gold ore analogue is the Suurikuussiko deposit, Finland.

Yuzhka ore occurrence. It is located in the wide (over 0.3 by 0.8 km) halo of intense hematitization of Archean schists near the southern closure of the Proterozoic Pedrolampi syncline. Fine gold is present in quartz-goethite-hematite rocks that constitute bodies varying in thickness from less than 1 m to at least 10–13 m. Mineralization has been traced to a depth of 150 m from the surface and is not limited depthwise. Average metal content, estimated from several intersections, is

2.6 g/t. The accessory minerals of gold are Fe, Pb, As, Sb, Cu and Mo. Goethite-hematite ore look like «iron hat»– type units in the weathering crusts of pyrite deposits. This analogy is supported by the presence of the ore occurrence in a pre-Jatulian structural-stratigraphic unconformity setting and the abundance of linear crusts of weathering of crushed stone-sandy-clayey composition.

The preliminary data obtained have led the authors to conclude that post-Archean gold-forming processes are common in Elmus Ore Field. Consequently, the prospecting area is expanded by revealing and studying счет favourable settings in Proterozoic units and at the AR/PR boundary. The high metal potential of Proterozoic processes on all shields of the earth is well-known. In Central Karelia, their ore productivity is indicated by complex noble-metal-uranium-vanadium deposits in the albite-carbonate-mica metasomatic rocks of the Onega sag, an analogue of the sags in the Kuusamo-Kuolajärvi area and in the Lapland Belt of Finlan, the structures that host the region's economically significant gold deposits.

МЕТАМОРФИЗМ В ПРЕДЕЛАХ ТЕРРИТОРИИ FENGOT (FENNOSCANDIAN GOLD TRANSECT), ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЦИТ

Бушмин С.А.¹, Гонзалез Х.², Хёлта П.³, Сандстад Я.С.⁴, Савва Е.В.¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, С.-Петербург, Россия, Bushmin@sb1402.spb.edu

²Геологическая служба Швеции, Уппсала, Швеция, Julio.Gonzalez@sgu.se

³Геологическая служба Финляндии, Эспоо, Финляндия, Pentti.Holttä@gtk.fi

⁴Геологическая служба Норвегии, Трондхейм, Норвегия, Jan.Sandstad@ngu.no

⁵Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, С.-Петербург, Россия, Elena.Savva@ipgg.ru

METAMORPHISM WITHIN THE FENNOSCANDIAN GOLD TRANSECT (FENGOT) AREA OF FENNOSCANDIAN SHIELD

Bushmin Sergey¹, Gonzalez Julio², Hölttä Pentti³, Sandstad Jan Sverre⁴, Savva Elena¹

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St.Petersburg, Russia, Bushmin@sb1402.spb.edu

²Geological Survey of Sweden, Uppsala, Sweden, Julio.Gonzalez@sgu.se

³Geological Survey of Finland, Espoo, Finland, Pentti.Holttä@gtk.fi

⁴Geological Survey of Norway, Trondheim, Norway, Jan.Sandstad@ngu.no

⁵Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St.Petersburg, Russia, Elena.Savva@ipgg.ru

Архейский метаморфизм на всем Карельском кратоне соответствовал высокоградиентным Т/Р условиям амфиболитовой и, в меньшей степени, гранулитовой фации And-Sil типа, что указывает на высокий фоновый тепловой поток через земную кору в то время на этой территории. В архейских зеленокаменных поясах степень метаморфизма быстро повышается от центральной части поясов к их краям. Сами зеленокаменные пояса более низко метаморфизованы по сравнению с окружающими ТТГ гнейсами и мигматитами. Зеленокаменные пояса с преобладающим метаморфизмом средне-Т амфиболитовой фации располагаются в районах с гранулитовыми «горячими пятнами», а пояса с преобладающим метаморфизмом зеленосланцевой фации располагаются на удалении от гранулитовых «горячих пятен». Но в архейской юго-западной части Беломорско-Лапландского подвижного пояса режим архейского метаморфизма был принципиально иной и соответствовал низкоградиентным Т/Р условиям Ку-Sil типа (Глебовицкий, 1973; Володичев, 1990). Свидетельством этому являются сохранившиеся среди пород протерозойской амфиболитовой фации участки НР-гранулитов, относящиеся к архейскому Западно-Беломорскому гранулитовому поясу (Седова и др, 1996).

В палеопротерозое метаморфизм в разных тектонических зонах резко отличался по режимам давления. В это время развивались два сопряженных метаморфических пояса – Беломорско-Лапландский коллизионный пояс Ку-Sil типа (Глебовицкий, 1973,1993; Глебовицкий и др, 1996; Володичев, 1990; Володичев и др, 2002) и Свекофеннский аккреционный пояс And-Sil типа (Korsman et al, 1984; Глебовицкий, 1996; Glebovitsky, 1997). Палеопротерозойский метаморфизм Ку-Sil типа также проявился в наложенных сдвиговых зонах в Карельском кратоне и в меньшей степени в Свекофеннском поясе (Rajunen, Routiainen, 1999; Володичев, 2002). В Беломорско-Лапландском поясе, в том числе в Лапландском гранулитовом поясе, су-

существует инвертированная метаморфическая зональность палеопротерозойского возраста, характерная для коллизионных орогенов. В Свекофеннском поясе метаморфическая зональность тесно связана с гранитоидным магматизмом, что характерно для аккреционных орогенов. В некоторых палеопротерозойских рифтогенных поясах Карельского кратона и Свекофеннского орогена, также как и в архейских зеленокаменных поясах, степень метаморфизма повышается к краевым частям.

Рассмотренная территория FENGOT Свекофеннского подвижного пояса, содержащая большое количество орогенных месторождений золота, относится к его Свеко-Карельской зоне, представляющей собой переработанную в палеопротерозое архейскую континентальную окраину. Палеопротерозойский высокоградиентный метаморфизм And типа, синхронные с ним и последующие гидротермально-метасоматические Au-образующие процессы в сдвиговых зонах, характерные для Свекофеннского пояса, связаны исключительно с особенностями протерозойских аккреционных процессов в архейской континентальной окраине и последующими стадиями протерозойской кратонизации региона. В этом и заключается причина генетической и пространственной связи орогенных месторождений золота с областями высокоградиентного метаморфизма And-типа, который является следствием специфики эволюции мантийных плюмов, разноглубинного магматизма и глубинных золотоносных флюидных потоков континентальных окраин аккреционного типа. А непосредственная пространственная связь орогенного золота с LT-LP метаморфизмом и метасоматозом в зонах сдвиговых деформаций определяется транспортными свойствами и благоприятными РТ-условиями осаждения золота из флюидного потока. Поэтому наиболее перспективны на обнаружение орогенных месторождений золота площади зеленосланцевой фации и низко-Т амфиболитовой фации низких Р And-типа (Бушмин, 1989, 1996). В Финляндии – южная часть пояса Перапохья, пояс Куусамо и район Киттила; в Швеции – район Норботтен, в Норвегии – районы Каутокейно и Альта, в России – Онежский район.

Степень метаморфизма большей части сохранившихся архейских зеленокаменных поясов выше зеленосланцевой фации и, видимо поэтому, синхронные с метаморфизмом сдвиговые зоны были неблагоприятны по Р-Т параметрам для золотоотложения при метасоматических процессах. При этом и для протерозойских и для архейских метаморфических пород негативным фактором для формирования месторождений золота может являться наложение позднего метаморфизма Ку-типа в сдвиговых зонах позднесвекофеннского возраста. Эти позднесвекофеннские процессы бластомилонитизации и низко– средне-Т (редко высоко-Т) дислокационного метаморфизма проявились на территории Карельского кратона и в ряде мест Свекофеннского подвижного пояса около границы с Карельским кратоном и Беломорско-Лапландским поясом. Но, по-видимому, этот негативный фактор воздействия позднесвекофеннского метаморфизма высоких Р перестает играть роль в постсвекофеннское время, когда завершились процессы свекофеннской орогении, завершилась протерозойская кратонизация. После этого, на рубеже около 1.8–1.7 Ga активно начали развиваться флюидопроводящие сдвиговые зоны и проявляться с ними связанные LT-LP метасоматические процессы с золотоотложением.

Исследования выполнены в рамках международного проекта FENGOT при финансовой поддержке Russian Foundation Basic Research (С.А.Бушмин, проект № 13–05–00393).

Archean metamorphism of the Karelian craton corresponds to high T/P-gradient amphibolite and, to a lesser extent, granulite facies conditions of Andalusite-Sillimanite (And-Sil) type, suggesting high heat flow through the earth's crust in this region at that time. The metamorphic grade of the Archean greenstone belts increases rapidly from the central parts toward the margins. The greenstone belts themselves are metamorphosed to a lower grade compared to hosting Tonalite-Trondhemite-Granodiorite gneisses (TTG) and migmatites. The Archean greenstone belts may be subdivided in to two different types based upon metamorphic grade: (a) Belts which underwent metamorphism corresponding principally to medium-T amphibolite facies and (b) Belts dominated by greenschist facies metamorphism. The first group seems to have originated in areas surrounding

zones dominated by granulite facies rocks, while the second group is to be found at a considerably distance from them. The metamorphic regime of the Belomorian-Lapland mobile belt was fundamentally different in the Archean, corresponding to low T/P-gradient conditions of Kyanite-Sillimanite (Ky-Sil) type (Glebovitsky, 1973; Volodichev, 1990). This type of metamorphism constitutes the remnants of high-P granulites from the so called West-Belomorian Granulite belt found within Proterozoic amphibolite facies rocks (Sedova et al., 1996).

The pressure conditions of Paleoproterozoic metamorphism differ dramatically between different tectonic zones. During this time two conjugate metamorphic belts were developed: (1) the Belomorian-Lapland collision belt of Ky-Sil type (Glebovitsky, 1973, 1993; Glebovitsky et al., 1996; Volodichev, 1990; Volodichev et al., 2002) and (2) the Svecofennian accretion belt of And-Sil type (Korsman et al., 1984; Glebovitsky, 1996, 1997). Paleoproterozoic, shear zone related, metamorphism of Ky-Sil type overprinting the Karelian craton and, to a less extent, the Svecofennian mobile belt also occur (Pajunen, Poutiainen, 1999; Volodichev, 2002). The Belomorian-Lapland mobile belt, including the Lapland Granulite belt, is characterized by an inverted metamorphic zoning, typical for collisional orogens. In the Svecofennian mobile belt, the metamorphic zoning is closely connected to granitoid magmatism and the emplacement of large intrusive bodies, a common characteristic in accretionary orogens. Like the Archean greenstone belts, in some Paleoproterozoic rift-related belts occurring inside the Karelian craton and Svecofennian orogen, the metamorphic grade increases toward the margins.

The FENGOT area encompasses parts of the Sveco-Karelian zone of the Svecofennian mobile belt which include numerous orogenic gold deposits. This zone represents a reworked Archean continental margin recycled by the Svecofennian orogen during the Paleoproterozoic. The Paleoproterozoic high T/P-gradient metamorphism of Andalusite- (And) type, synmetamorphic and subsequent hydrothermal-metasomatic Au-generating processes in shear zones, typical for the Svecofennian mobile belt, are connected exclusively with aspects of accretionary processes occurring along the Archean continental margin, and the following stages of crustal growth and craton building. This relationship results in the spatial and genetic connection between orogenic gold deposits and areas of low-P And-type metamorphism. It is thought to be the result of specific mantle plume evolution, origin and emplacement of magmatism at different depths in the crust, and deep circulating gold-bearing fluids typical for the continental margins of accretion type. The linear connection between orogenic gold deposits and LT-LP metamorphism and metasomatism in shear zones is determined by transport properties and favorable P-T conditions for gold precipitation from hydrothermal fluids. Consequently, the most promising targets for orogenic gold deposits are LP And-type greenschist and low-amphibolite facies areas (Bushmin, 1989, 1996). Such areas are present in the southern part of the Perapohja belt, the Kuusamo belt and in the Kittila area in Finland, in the Norrbotten area of Sweden, in the Kautokeino and Alta areas of Norway, and in the North Onega region in Russia.

The grade of Archean metamorphism of the main part of the preserved Archean greenstone belts is higher than greenschist facies. It is suggested that this could be the reason why synmetamorphic Archean shear zones had unfavorable P-T conditions for gold deposition during the metasomatic processes. The superimposition of Svecofennian Ky-type metamorphism in shear zones onto Archean and Proterozoic metamorphic rocks constitutes an additional negative factor for the formation of gold deposits. These late Svecofennian high-strain blastomylonitization and low- to medium-T (occasionally high-T) metamorphic processes took place within the Karelian craton and in some areas of the Svecofennian mobile belt close to the border with the Karelian craton and the Belomorian-Lapland belt. The impact of late Svecofennian high-P metamorphism appears to cease its negative influence in post-Svecofennian time, when crustal growth, orogenesis and associated metamorphism came to an end. Following these events, starting approximately at 1.8–1.7 Ga ago, fluid permeable shear zones developed, and were accompanied by the LT-LP metasomatism that was responsible for gold deposition.

This investigation was carried out within the framework of the international Project FENGOT with financial support of the Russian Foundation for Basic Research (S.A. Bushmin, Project No 13-05-00393).

ПРОЯВЛЕНИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ОКРЕСТНОСТЯХ ШАЙДОМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ващёнок А. В.¹, Афанасьева Е. Н.²

¹ООО «Гравелит», Петрозаводск, office@gravelit-ptz.ru

²ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, elena_afanasieva@vsegei.ru

OCCURRENCES OF NOBLE-METAL MINERALIZATION IN THE SHAIIDOMSKOYE DEPOSIT AREA

Vashchenok A. V.¹, Afanasyeva E. N.²

¹Gravelit OJSC, Petrozavodsk, office@gravelit-ptz.ru

²VSEGEI, St.Petersburg, elena_afanasieva@vsegei.ru

В 2014 г. в Медвежьегорском районе Республики Карелия начнется строительство горно-обогатительного комбината на базе комплексного месторождения строительного камня «Шайдомское». В ближайшем будущем развитие инфраструктуры и производственных мощностей этого комбината позволят вовлечь в промышленное освоение залежи металлических полезных ископаемых, разработка которых до сих пор считалась не рентабельной.

В Республике Карелия имеются месторождения нерудного сырья, при разработке которых добыча золота может осуществляться попутно. Примером служит комплексное месторождение строительного камня «Шайдомское», открытое в Медвежьегорском районе в 2009 г. (недропользователь ООО «Гравелит»). На его сырьевой базе в 2014 г. начнется строительство крупного горно-обогатительного комбината. В дальнейшем использование инфраструктуры и производственных мощностей этого комбината позволят вовлечь в промышленное освоение залежи рудного и нерудного сырья, эксплуатация которых ранее считалась нерентабельной [1, 3].

На территории, прилегающей к залежам Шайдомского месторождения, известны проявления комплексных руд, редких, цветных и благородных металлов (рис., табл.). Их формационно-генетическая принадлежность является предметом дискуссий, что связано с расхождениями во взглядах на геологическое строение района. Авторы настоящего доклада относят все рудопроявления к медно-молибден-порфировой рудной формации [1, 5].

Наиболее изученным объектом является месторождение меди «Воронов Бор» (№ 8, рис., табл.), разрабатывавшееся с 1771 по 1914 г. По результатам разведки 30-х гг. запасы были подсчитаны по категориям В+С₁ в количестве 352 тыс. т медной руды (4,9 тыс. т меди), учтены ГБЗ в 1937 г., но в 1958 г. отнесены к забалансовым. По материалам работ ГУП «КГЭ» 1988–1994 гг. оценены запасы меди (11 545 т) и серебра (8 т) по категории С₂, прогнозные ресурсы золота (750 кг) по категории Р₂ [4], но запасы и прогнозные ресурсы не представлялись на экспертизу и не утверждены ГКЗ. Рудное тело пластообразной формы мощностью 2,3–3,6 м залегает в вулканогенно-осадочной толще ятулия, в зоне контакта кварцито-песчаников с перекрывающими их диабазами и падает на восток под углом 25°.

Единственным претендентом на получение лицензии на геологическое изучение и разработку месторождения «Воронов Бор» сейчас является ООО «Гравелит». По данным совместных работ специалистов ООО «Гравелит» и ИГ КарНЦ РАН высокая рентабельность его освоения может быть достигнута в случае комплексной разработки открытым способом с утилизацией вмещающих пород как нерудного сырья на заводе № 2, расстояние до которого не превышает 1,5 км (рис.). Породы скальной вскрыши аналогичны «эпидозит содержащим диабазам» Кварцитового участка Шайдомского месторождения — сырья для получения облицовочного камня и декоративного песка фисташково-зеленого цвета. Из рудоносных кварцито-песчаников будет извлекаться рудный концентрат, а кварцито-песчаники и хвосты обогащения руд будут использоваться как «нетрадиционное» кварцевое сырье [4].

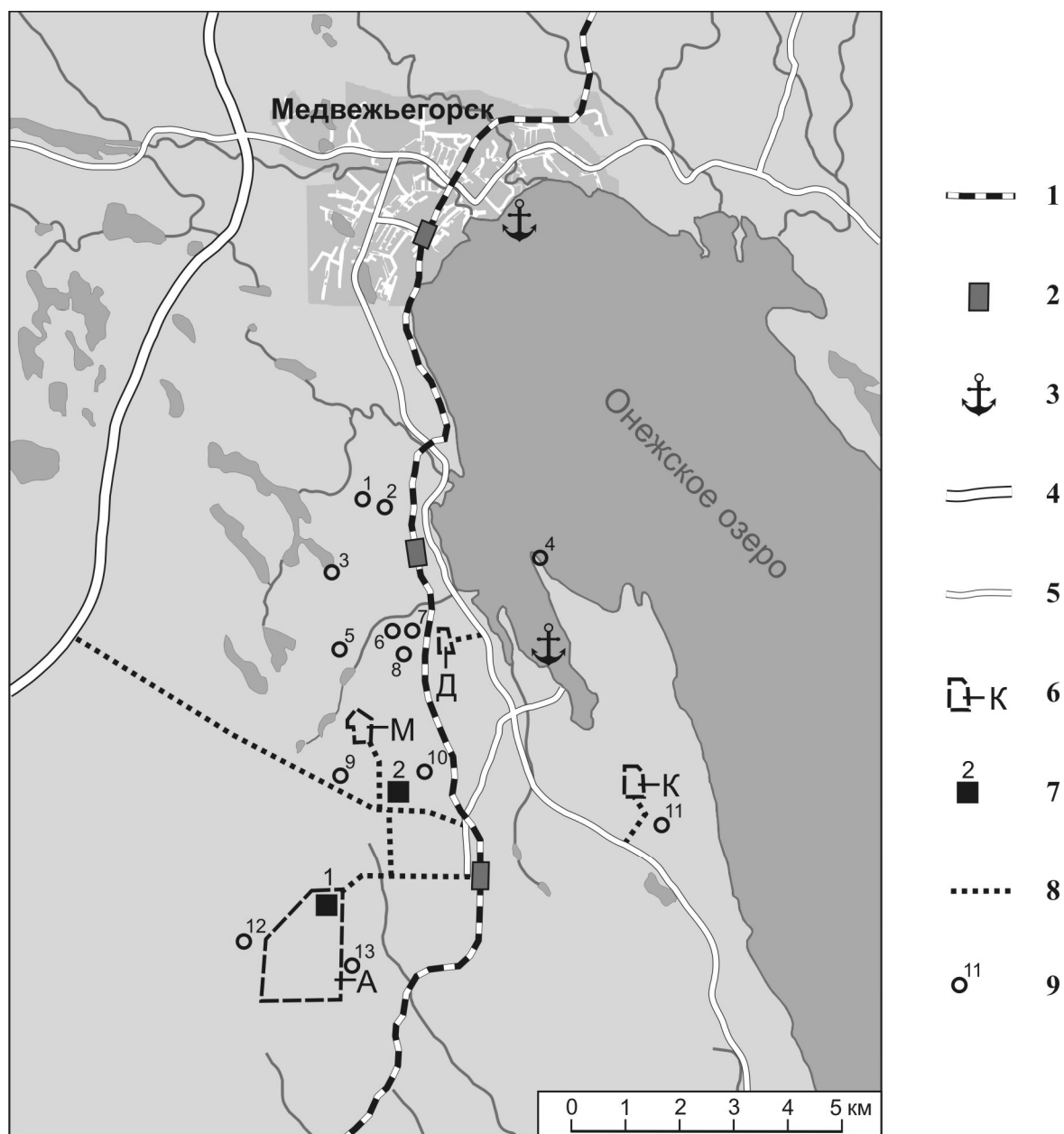


Схема размещения Шайдомского месторождения строительного камня и проявлений
металлических полезных ископаемых

1 – железная дорога; 2 – железнодорожные станции; 3 – грузовые порты; 4 – Мурманское шоссе федерального значения; 5 – автодороги республиканского значения; 6 – проектируемые карьеры на залежах Шайдомского месторождения (А – Амфиболитовый, Д – Доломитовый, К – Кварцитовый, М – Микросланцевый); 7 – проектируемые заводы по переработке полезных ископаемых; 8 – проектируемые автодороги; 9 – проявления цветных, редких и благородных металлов и их номера

Характеристика рудных проявлений
(по [1, 2, 3], данным Государственного кадастра месторождений и проявлений РФ, материалам геологоразведочных работ ООО «Гравелит»)

Номер	Наименование	Описание	Главные рудные минералы	Полезные компоненты
1	Нет	Сульфидно-кварц-карбонатные прожилки в диабазах	Халькопирит, пирит, гематит, борнит	Cu (до 0,8 %)
2	Нет	Сульфидно-кварцевые прожилки в диабазах	Пирит, арсенопирит	Au (0,1 г/т)
3	Остречье	Бiotит-мусковитовые грейзены в пегматитах	Молибденит	Mo (0,001–0,01 %)
4	Усов Наволок	Сульфидно-кварц-кальцитовые прожилки в диабазах	Пирит, халькопирит, борнит	Cu (до 0,7 %)
5	Трехглавое	Бiotит-мусковитовые грейзены; зоны гумбеитовых и кварц-серпичитовых изменений в плаггиогранитах	Молибденит	Mo (от 0,001–0,064 %, иногда до 0,31 %)
6	Нет	Зоны рудной минерализации диабазах	Халькопирит, борнит, пирит, магнетит	Cu (0,13–0,42 %)
7	Нет	Зоны рудной минерализации диабазах	Халькопирит, малахит	Cu (0,24–0,52 %)
8	Воронов Бор	Сульфидно-кварцевые жилы и рудная вкрапленность на контакте кварцито-песчаников с диабазами	Халькопирит, борнит, халькозин, пирит, магнетит, ильменит, молибденит, серебро, арсенопирит, гематит	Cu (1–3,1 %, иногда 5–7 %); Mo (0,008–0,04 %); Ag (2–125 г/т); Au (0,8–3,3 г/т); W (до 0,013 %); Bi (0,002–0,04 %)
9	Нет	Сульфидно-кварц-кальцитовые прожилки в диабазах	Халькопирит, халькозин, ковеллин, борнит, малахит, азурит, самородная медь	Cu (0,37–3,04 %); Ag (до 10 г/т)
10	Нет	Эпидот-кварц-кальцитовые и эпидотовые прожилки в диабазах	Халькопирит, ковеллин, халькозин, малахит	Cu (0,05–1 %); Co (0,005–0,01 %); Ag (до 0,005 %)
11	Нет	Сульфидно-кварцевые прожилки в диабазах	Халькопирит, борнит, ковеллин	Нет данных
12	Нет	Зона кварц-серпичитовых метасоматитов в углеродистых плаггиогнейсах	Пирротин, пирит, арсенопирит, золото	Au (0,12–0,63 г/т)
13	Нет	Зона гумбеитовых и кварц-серпичитовых изменений в гранодиоритах	Молибденит	Нет данных

Проявления №№ 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 11 изучались при поисковых работах СЗГУ и КГЭ лишь с поверхности и без оценки возможностей их комплексной разработки. По сравнению с месторождением «Воронов Бор» риски неоправданных затрат на их геологическое изучение гораздо выше. Проявления №№ 9 и 10, выявленные при поисковых работах ГП «Невскгеология» и ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2003 г. в скважинах на глубине свыше 140 м [1], а также проявление молибденита № 13, вскрытое при оконтуривании интрузивных гранитов Амфиболитового участка скважиной № 106 на глубине 48–50 м, практического интереса не представляют. Они лишь свидетельствуют о рудном потенциале территории.

Промышленно значимые залежи золота прогнозируются в зонах вторичного рассланцевания меридионального простирания, в которых интенсивно проявлены пропилитовые, гумбеитовые и кварц-серицитовые гидротермально-метасоматические изменения. При оконтуривании Амфиболитовой и Микросланцевой залежей в этих зонах было отобрано 9 валовых проб измененных пород с сульфидной минерализацией. Минералого-геохимические исследования проб проводились в лабораториях ЗАО «Полиметалл Инжиниринг», ООО «Новые технологии», ФГУП «ВСЕГЕИ» и РАЦ ЗАО «Механобр Инжиниринг Аналит». Главные рудные минералы представлены пирротинном, пиритом (иногда марказитом), арсенопиритом и самородным золотом. Химический состав золота: Au – 80–84 %, Ag – 14–19 %; размеры зерен от 15–18 мкм и более. Содержание золота в пересчете на породу варьируется от 0,012 до 0,63 г/т, серебра – от 0,44 до 0,73 г/т.

Проявление № 12 показано на рис. по местонахождению скважины № 49, из керна которой были исследованы 3 пробы (табл.). Скважина вскрывает зону кварц-серицитовых изменений с сульфидной минерализацией, прослеженную до глубины 49,5 м. С поверхности эта зона закартирована по прямым и косвенным признакам в масштабах 1:5000 – 1:10 000.

Несмотря на низкое содержание золота, инвестиционная привлекательность данного объекта обусловлена открытым способом разработки (в борту щебеночного карьера), хорошей обогатимостью руды и потенциально большими запасами золота. Если экстраполировать среднее содержание золота (0,3 г/т) на всю потенциально рудоносную зону, то ожидаемые запасы золота составят не менее 70 т.

The construction of the mining and processing plant on the basis of the Shaidomskoe complex building stone deposit will begin in 2014 in the Medvezhiegorsk region of the Republic of Karelia. In the near future, the development of the infrastructure and production capacities of this plant will allow involving in the industrial development of metallic mineral deposits, which production has been considered not cost-effective.

Литература

1. Ващёнок А. В., Афанасьева Е. Н. Вороновоборская площадь и Шайдомское месторождение: плутоногенная модель метаморфизма и ее следствия / Минерал. 2012. № 6 (в печати). www.mineral-journal.ru.
2. Данилевская Л. А., Скамницкая Л. С., Щипцов В. В. Кварцевое сырье Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2004. 226 с.
3. Михайлов В. А., Фукс В. З., Ващёнок А. В. Полезные ископаемые Вороновоборской синклинали (Центральная Карелия) и перспективы их освоения / Региональная геология и металлогения. № 51. 2012. С. 91–95.
4. Недра Северо-Запада Российской Федерации / В. А. Коровкин, Л. В. Турылева, Д. Г. Руденко и др. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. 520 с.
5. Afanasieva E., Vashchenok A., Svetlichny A. Plutonogenic Metamorphism Manifestations in the Southeastern Baltic Shield // Abstracts of 34nd International Geological Congress. Brisbane, Australia. 2012. www.gravelit-ptz.ru.

ПОИСКИ ЗОЛОТА ПО ВТОРИЧНЫМ ЛИТОХИМИЧЕСКИМ ОРЕОЛАМ РАССЕЙВАНИЯ НА ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКАХ ХАУТАВААРСКОЙ ПЛОЩАДИ, КАРЕЛИЯ

Вихко А.С.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, alex-vihko@yandex.ru

GOLD PROSPECTING BASED ON SECONDARY DISSEMINATION HALOES AT LITHOCHEMICAL SITES OF THE HAUTAVAARA PROSPECT, KARELIA

Vihko A.S.

Institute of Geology KarRC RAS, Petrozavodsk, alex-vihko@yandex.ru

Проведение предварительных поисково-разведочных работ на золото в пределах неоархейских зеленокаменных поясов на территории Карелии, частично перекрытых четвертичными отложениями, может осуществляться с помощью выявления вторичных литохимических ореолов рассеивания. Основная задача предварительных работ – ограничить наиболее перспективные площади для дальнейших детальных поисков, что позволит значительно снизить затраты при бурении. Анализ проб проводится на ряд элементов – спутников золота, таких как As, Cu, Bi, Te, Sb, которые, в отличие от Au, имеют более высокие концентрации во вторичных ореолах.

Литохимическое опробование проводилось на участке Центрально-Хаутаваарский ($S=30 \text{ км}^2$), расположенном в центральной части Хаутаваарской площади Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (ЗП). Отбор и анализ проб проводился ФГУТП «Урангео» по заказу компании ООО «Онего-Золото».

Методика литогеохимического опробования. В пределах участка «Центрально-Хаутаваарский» проводилось геохимическое опробование донной морены, при помощи переносного вибрационного мотобура «Собга» по регулярной сети $250 \times 250 \text{ м}$ (плотность опробования 16 проб/ км^2). Глубина опробования варьировалась от 0,5 до 16,5 м, средняя глубина – 4,1 м. Обработка полученных проб заключалась в сушке при температуре 70°C и выделении фракции $< 0.073 \text{ мм}$.

Содержания элементов определялись атомно-абсорбционным (Au, Pd, Sb, Te), рентгено-спектральным (As) и полуколичественным спектральным (Si, Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Mo, W, Zr, Nb, Cu, Pb, Ag, Bi, Zn, Cd, Sn, Ge, Ga, Y, P, Li, Sr, Ba) анализами.

Геологическое строение и четвертичный покров на площади работ. Хаутаваарская структура характеризуется наиболее полным гетерогенным разрезом осадочно-вулканогенных образований. Разрез представлен образованиями коматиит-базальтовой, базальтовой, андезит-дацитовой и дацит-риолитовой формаций. Интрузивный магматизм выразился в развитии мафит-ультрамафитовых образований, включающих оливиниты, перидотиты, пироксениты, габбро (комплекс хюрсюльский и калеооя), позднеархейских тоналитов, диоритов, гранитов и сиенитов (шуйский и хаутаваарский комплексы), а также комплекса малых интрузий плагиопорфиров и гранит-порфиров (комплекс виртаоя).

В центральной части Хаутаваарской структуры, кристаллический фундамент почти полностью перекрыт толщей моренных отложений мощностью от 0.5 до 20 м, которые можно разделить на несколько типов, с точки зрения пригодности для поисков по вторичным ореолам. Наиболее благоприятными являются области с денудационным рельефом (мощность рыхлых отложений $< 5 \text{ м}$). К неблагоприятным относятся области с аккумулятивным рельефом, в которых широко развиты озово-камовые образования, а также области распространения низинных болот, подстилаемые озерно-ледниковыми отложениями. Моренные отложения представлены супесями, суглинками, а также песчаными и сортированными крупнозернистыми песчано-гравийными толщами. В пределах участка широко распространены озера, реки и болота.

Результаты работ. По результатам геохимической съемки и анализа проб донной морены, была произведена статистическая обработка полученных данных (табл. 1), в ходе которой выявлены элементы, имеющие наибольшие коэффициенты корреляции с Au, а также произведен факторный анализ данных. Золото имеет высокий положительный коэффициент корреляции с широким кругом элементов халькофильной группы, среди которых Pb, Ag, Sb, Cu, Cd, Bi (табл. 2).

Таблица 1

**Основные статистические характеристики содержаний химических элементов
в рыхлых отложениях (в г/т)**

Элемент	N	Среднее	Медиана	Сумма	Минимум	Максимум	Ср. ст. откл.
Cu	479	27.58	20	13210.0	10	500	35.31
Pb	479	29.73	20	14240.0	2	5000	227.75
Ag	479	0.17	0.03	81.6	0.015	50	2.38
Bi	479	0.68	0.5	324.5	0.5	50	2.43
Zn	479	55.34	25	26510.0	25	2000	137.53
Sb	479	0.22	0.15	103.7	0.15	15	0.68
Te	479	0.16	0.1	74.3	0.1	6.8	0.34
Au	479	0.01	0.0044	3.8	0.001	0.308	0.02

Таблица 2

Коэффициенты парной корреляции Au

Элемент	Pb	Ag	Sb	Cu	Cd	Bi	As	Zn	Sn
Au	0.75	0.74	0.74	0.52	0.45	0.33	0.28	0.27	0.25

По результатам факторного анализа, было выделено 4 группы элементов, обладающих существенными корреляционными связями. Первый фактор отражает совместное накопление в тилле широкого круга элементов, в числе которых Au и элементы, имеющие наибольшие коэффициенты корреляции с ним. Данная группа элементов также входит и во второй фактор, и возможно, связана с зонами золото-сульфидной минерализации. Третий фактор отличается наличием тесной связи между элементами Ag-Pb-Sb-Au, однако сам фактор имеет небольшой вес (10 %) во всей выборке. Четвертый фактор включает в себя элементы, типичные для пород ультраосновного состава.

Золото образует два ореола повышенных значений, один из которых находится в пределах Хаутаваарского гранитного массива, а другой расположен южной части участка в пределах развития пород калаярвинской и лоухиваарской свит. В В-С-В части участка, в поле развития гранитоидов Хаутаваарского массива, находится более крупный по площади ореол. С ним совпадает область слабо повышенных положительных значений 2-го фактора. К нему приурочено ранее выявленное проявление Центральное Хаутаваарское. Ореол, расположенный на юго-востоке участка сопровождается накоплением в тилле широкого круга элементов-спутников золота, в первую очередь Pb, Ag, Sb, Cu, Cd, Zn, As, Bi, что позволяет сделать предположение о генетической связи золота с сульфидами.

Закключение. Методика поиска коренного золота по ореолам его рассеяния, использовавшаяся при работах на участке «Центрально-Хаутаваарский», позволила в рамках первой очереди поисковых работ подвести промежуточные итоги:

1. С помощью метода геохимической съемки донной морены было выделено две перспективные зоны, рекомендованные для более детального геохимического опробования.

2. Выявлена положительная зависимость в распространении Au и элементов Pb, Ag, Sb, Cu, Cd, Bi во вторичных ореолах рассеяния участка «Центрально-Хаутаваарский».

Gold prospecting in the greenstone belts, partly overlain by Quaternary rocks, can be carried out by till sampling from the bottom part of glacial sediments. New data on the geochemical prospecting, conducted by Onego-Zoloto Company at Central Hautavaara prospect in the southern Vedlozero-Segozero greenstone belt, are reported.

Samples were collected in a 250–250 m grid, the average sample depth was 4.1 m. Altogether 506 samples were collected and analysed using various methods: Au, Pd, Sb and Te by the atomic-absorption method and base metals by semi-quantitative spectral methods. Several Au anomalies, confined to granites (Central Hautavaara) and host units (South Hautavaara) were detected. The elements which show positive correlations with Au in till such as Pb, Ag, Sb, Cu, Cd and Bi, were determined.

ВОЗРАСТНАЯ ПОЗИЦИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЯЛЬМ-1 В ШКАЛЕ ЭНДОГЕННЫХ СОБЫТИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КОЛМОЗЕРО-ВОРОНЯ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Вревский А.Б.

ИГГД РАН, С-Петербург, a.b.vrevsky@ipgg.ru

AGE POSITION OF NYALM-1 GOLD DEPOSIT ON THE SCALE OF ENDOGENOUS EVENTS IN THE KOLMOZERO-VORONYA GREENSTONE BELT, KOLA PENINSULA

Vrevsky A.

IPGG RAS, St-Petersburg, a.b.vrevsky@ipgg.ru

Проблема оценки золоторудного потенциала раннедокембрийских комплексов Фенно-скандинавского щита является одной из наиболее актуальных и дискуссионных в металлогении этого региона, что связано несколькими причинами. Во-первых, архейские зеленокаменные пояса (ЗКП) являются одними из наиболее богатых источников золота на многих раннедокембрийских кратонах мира. Общие запасы и количество добычи в многочисленных месторождениях ЗКП, включая крупные и суперкрупные, исчисляются многими тысячами тонн. Российская часть Фенноскандинавского эпипархейского кратона (Карельская гранит-зеленокаменная и Кольская гранулит-зеленокаменная области) характеризуется большим числом месторождений и рудопроявлений золота, пространственно локализованных в ЗКП, но, ни одно из них, не может быть отнесено промышленно значимому. Многообразие типов оруденения и «базовых формаций» в рамках различного рода формационных, генетических и минеральных классификаций и геодинамических моделей до настоящего времени не позволило объяснить причины такой бедности архейских ЗКП Фенноскандинавского щита. В тоже время, в последние десятилетия, на Фенноскандинавском щите было открыто несколько крупных месторождений Au мезотермального типа (например, месторождение Суурикуосикко в Сев. Финляндии с разведанными запасами >150 т и средним содержанием золота более 6 г/т) [1], локализованных в палеопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексах и связанных с рудо-метасоматическими процессами в зонах сдвиговых деформаций. Кроме того, развитие методов изотопного датирования рудных ассоциаций и рудовмещающих метасоматических пород, позволило установить, что, по крайней мере, часть, золоторудных объектов в архейских ЗКП Фенноскандинавского щита так же имеют палеопротерозойский возраст [1, 2] и генетически связаны с пезднесвекофенскими процессами тектоно-термальной активизации эпипархейского кратона

Таким образом, оценка золоторудного потенциала неоархейских и палеопротерозойских комплексов Фенноскандинавского щита в целом и его Российской части во многом определяется проблемами изотопного датирования времени проявления процессов концентрации золота и его источников. В ряде случаев эти проблемы могут быть решены при определении возрастных и генетических взаимоотношений метасоматитов с гранитоидами, как источниками тепла и флюидов при формировании мезотермальных золоторудных месторождений.

Одним из наиболее значимых золоторудных районов Российской части Фенноскандинавского щита является северо-западная часть неоархейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (ЗКП К-В), расположенного в зоне сочленения Мурманского и Центрально-Кольского террейнов Кольского полуострова. В этой структуре разведано несколько месторождений золота мезотермального типа (Оленинское, Няльм-1 и Няльм-2, Пеллапахк) с общими прогнозными ресурсами P_2 около 12–15 т золота [3], а также несколько сотен мелких рудопроявлений Au, которые пространственно локализованы в дайках и малых телах кварцевых порфиров и интрузии гранодиоритов (Няльм-1), а также в связанных с ними зонах окolorудных гидротермально-метасоматических изменений (Няльм-2) [3, 4]. Несмотря на длительную историю изучения ЗКП К-В и многочисленные определения различными методами изотопного возраста слагающих его вулканоплутонических комплексов и полиметаморфических процессов их преобразования, время формирования золоторудных месторождений до сих пор является дискуссионным.

Целью проведенных исследований являлось определение с помощью современных локальных изотопно-геохимических методов (U-Pb метод по цирконам, ионный микрозонд SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) возраста золоторудного месторождения Няльм 1, пространственно и генетически связанного с интрузией гранодиоритов и Mg-Fe-Ca метасоматитами в них.

Геологическое строение и состав вулканогенно-осадочного комплекса ЗКП К-В достаточно подробно описаны в литературе, в том числе в публикациях автора [5, 6]. Тем не менее, для этой структуры существует целый ряд не решенных принципиальных вопросов, связанных с определением времени проявления полиметаморфических процессов (ранней And-Sill фациальной серии и поздней Ds-Sill серии) преобразования вулканогенно-осадочных пород ЗКП К-В и, сопутствующего их регрессивным стадиям, метасоматоза. Имеющиеся изотопные данные для ЗКП К-В свидетельствуют, что, во-первых, длительность процессов формирования вулканогенно-осадочного комплекса структуры и его метаморфизма в неогархее составляла более 300 млн. лет (2870–2520 млн. лет) [5]. Во-вторых, эта структура испытала значительную и длительную тектоно-термальную переработку в палеопротерозое, которая запечатлена в широком временном интервале (1900–1600 млн. лет) закрытия изотопной системы Ag в амфиболах и слюдах, в том числе в мусковите из рудных метасоматитов месторождения «Оленинское» [4]. Дискуссионность представлений о пространственных и временных взаимоотношениях метасоматитов различных типов и гипабиссальных гранитоидных комплексов, а также ряд методических ограничений в их изотопном датировании, до настоящего времени не позволяло надежно привязать мезотермальный процесс золоторудной минерализации и источники Au к временной шкале эндогенных событий в ЗКП К-В.

В этом отношении принципиальным и ключевым объектом являются гранодиориты вмещающие золоторудное месторождение Няльм-1, которое, так же как и два других месторождения («Оленинское» и «Няльм-2»), пространственно локализовано в зоне тектонического контакта базит-гипербазитового комплекса хребта Оленьего и метатерригенных высокоглиноземистых и углеродсодержащих пород червутской. По особенностям формационного и геохимического состава и тектоническому положению породы хребта Оленьего представляют собой крутопадающую пластину в осевой части синклинойной структуры ЗКП К-В, сложенную главным образом метавулканиками коматиит-толеитовой серии, комагматичной нижней вулканогенной толще [5, 6]. Тектонические зоны северо-западного простирания, ограничивающие эту пластину, под острым углом секут общее простирание структуры, сланцеватость в породах ЗКП К-В и маркируются телами железо-магнезиальных метасоматитов и зонами кислотного выщелачивания с андалузитом и более поздним кианитом.

Интрузия гранодиоритов Няльм-1, сложенная меланократовыми, мезократовыми и лейкократовыми разновидностями, имеет протяженность в субширотном направлении около 1.5 км при мощности до 200 м и прослежена на глубину более 200 м. Гранодиориты прорывают метавулканики хребта Оленьего, а также высокоглиноземистые сланцы червуртской свиты. Золоторудная пирит-пирротин-арсенопиритовая минерализация золото-кварцевого типа представлена штокверком размером 100×45×200 м в гранодиоритах и двумя кварцевожилыми рудными телами.

Для определения возраста золоторудной минерализации из керновой пробы лейкократовых гранодиоритов Няльм-1 была выделена популяция цирконов, которая по морфологическим особенностям, геохимическому и изотопному составу была разделена на две группы. Содержание редкоземельных (РЗЭ) и редких элементов в цирконах (в тех же точках, что и исследование U-Pb-системы) было определено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале ФТИАН.

К первой группе цирконов были отнесены крупные кристаллы (100×200 мк, $K_{уд}=2-2.5$) темно коричневого цвета, в целом сохранившие призматическую форму и осцилляционную зональность. Величина Th/U отношение в этих цирконах варьирует в пределах 0.6–0.96. Для них характерно «магматическое» нормированное распределение ТРЗЭ ($Lu_N/Gd_N=6-13$), положительная цериевая ($Ce^*_N=11-20$) и отрицательная ($Eu^*_N=0.1-0.5$) аномалии (рис. 1 а), что свидетельствует об их равновесии с расплавом, при температуре, определенной с помощью Ti-термометра [7], в пределах 730–760°C.

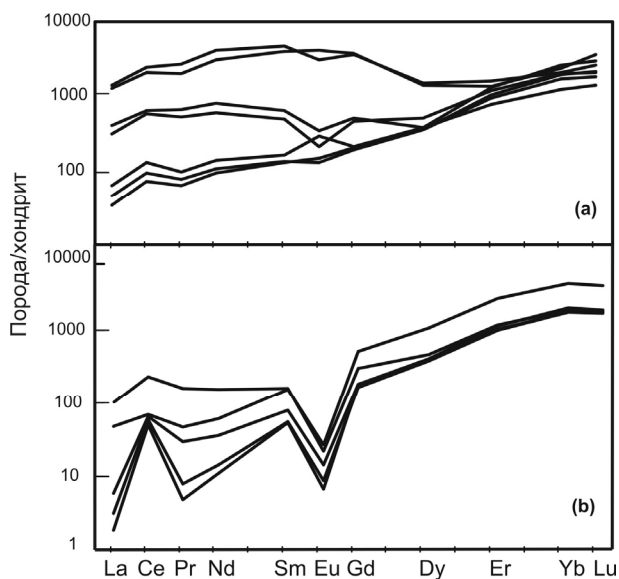


Рис. 1. Нормированное к хондриту распределение редкоземельных элементов в палеопротерозойских магматических (1-группа) и неоархейских ксеногенных (2-группа) цирконах из гранодиоритов Няльм-1.

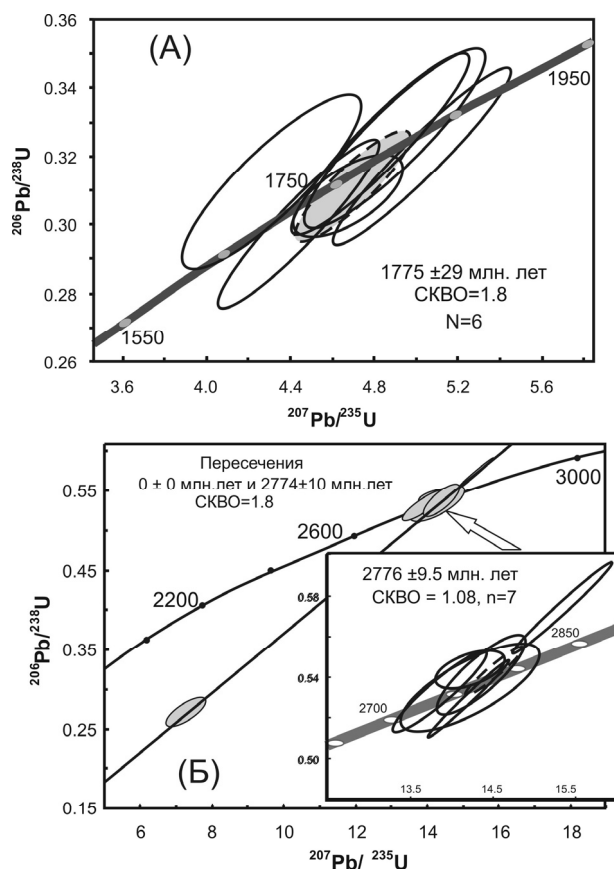


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для цирконов первой (а) и второй (б) групп гранодиоритов Няльм-1

В результате U-Pb исследований цирконов этой группы в 6 аналитических точках была получена совокупность данных, лежащих на конкордии, статистическая обработка которых определяет конкордантный возраст 1775 ± 29 млн. лет ($СКВО=1.8$) (рис. 2-а)

Вторая группа цирконов представлена разнообразными морфологическими видами мелких ($50 \times 100-150$ мкм), длиннопризматических ($K_{удл}=3-4.5$) кристаллов со слабовыраженной зональностью, в которых установлены минеральные включения Qtz, Pl, Cal. Для цирконов этой группы характерны более низкие значения Th/U отношения ($0.26-0.7$) и принципиально иное содержание и нормированное распределение РЗЭ (рис. 1-Б). Спектры распределения варьируют от сильно фракционированного типа ($LuN/LaN=47-54$) с небольшой положительной Ce аномалией ($Ce^*_N=1.25-1.4$), что характерно для «метаморфических» цирконов, до слабо фракционированных спектров ($LuN/LaN=2-3.8$) с высокими концентрациями ЛРЗЭ ($730-6600$ ppm) и пологим распределением ТРЗЭ ($LuN/GdN=0.7-1.0$), что типоморфно для цирконов, испытавших наложенные гидротермальные воздействия [8].

U-Pb датирование цирконов второй группы в 7 точках позволило получить конкордантный возраст 2776 ± 9.5 млн. лет и рассчитать по 8 точкам дискордию с верхним пересечением 2774 ± 10 млн. лет и нижним – 0 млн. лет (рис. 2-в).

Изучении изотопного состава Nd в гранодиоритах показало незначительные вариации начальных изотопных отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\epsilon Nd_{T=1775} = -8.5 - 10.6$), которые свидетельствуют о выплавлении их первичных расплавов из корового источника с модельным возрастом более 3.0 млрд лет.

Особенности Sm-Nd систематики гранодиоритов и присутствие в них ксеногенных неоархейских (2776 ± 9.5 млн. лет) цирконов с геохимическими характеристиками распределения РЗЭ, отвечающими неравновесной кристаллизации, свидетельствуют, что ранее рассчитанная [10] для гранодиоритов дискордия, с возрастом верхнего пересечения с конкордией 2827 ± 4 млн. лет, является линией смешения и не отражает время образования интрузии и связанной с ней золоторудной минерализации. Полученные новые изотопно-геохимические данные доказывают, что возраст рудоконтролирующего гранодиоритового магматизма ЗКП К-В составляет 1775 ± 29 млн. лет.

Таким образом, поскольку, все наиболее значимые мезотермальные золоторудные месторождения в ЗКП К-В (Няльм-1 и 2, Оленинское, Пеллапах) имеют сходное геолого-тектоническое положение и характеризуются пространственно-генетической связью с гипабиссальным кислым магматизмом, то формирование всего золоторудного узла в ЗКП К-В можно рассматривать как результат пезднесвекофенской тектоно-термальной активизации Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита. Эти процессы не только проявлялись в виде низкоградиентного метаморфизма и метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций, но сопровождались гранитоидным магматизмом, служившим источником тепла и флюидов для реювенации и концентрации золота в мезотермальных месторождениях.

Установленная временная и генетическая связь золоторудных проявлений в неоархейском ЗКП К-В с палеопротерозойскими эндогенными событиями позволяют существенным образом пересмотреть представления о возрасте золоторудных процессов, во многом определяющих металлогенический облик архейских комплексов Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита, и по-новому оценить перспективы этого региона на обнаружение мезотермальных месторождений золота пезднесвекофенского возраста. В особенности это относится к Кейвской структуре, для которой определен [9] возраст проявления низкоградиентного дистенового метаморфизма и связанного с ним инфильтрационного метасоматоза в пределах 1762–1721 млн. лет. Сходство минеральных парагенезисов рудных и околорудных метасоматитов месторождения Няльм-1 в ЗКП К-В с метасоматическими ассоциациями палеопротерозойских зон кислотного выщелачивания в Кейвской структуре позволяет предполагать о существовании в Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита особой палеопротерозойской золоторудной металлогенической эпохи с возрастом 1780–1720 млн лет

Исследования выполнены при финансовой поддержке программы ОНЗ РАН № 27 и проекта РФФИ 13-05-00402-а.

The established age (1775±29 Ma) of ore-hosting granodiorites and genetic relationships of the Nyal'm-1 gold deposits in the Neoarchean Kolmozero–Voron'ya greenstone belt (GSB KV) with Paleoproterozoic endogenic events allow us to reconsider essentially the concepts of the age of the gold formation, which mainly controlled metallogenic patterns of Archean complexes of the Kola–Norway province of the Fennoscandinavian Shield and reestimate the perspectives of this region for discoveries of mesothermal gold deposits of Late Svecofennian age. In particular, this is related to the Keivy structure, for which the age of low-gradient kyanite metamorphism and related infiltration metasomatism of 1762–1721 Ma was established. The similarity of mineral parageneses of ore and near ore metasomatic rocks of the Nyal'm-1 deposit in the GSB KV with metasomatic associations of Paleoproterozoic zones of acid leaching in the Keivy structure allows us to assume the existence of a specific Paleoproterozoic gold ore metallogenic epoch with an age of 1780–1720 Ma in the Kola–Norway province of the Fennoscandinavian Shield.

Литература.

1. Eilu P., Pankka H., Keinänen V. et al. // Geological Survey of Finland. 2007. Special Paper 44. P. 57–106.
2. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А. // ДАН. 2004. Т. 396. №2. С. 239–243.
3. Коровкин В. А., Турылева Л. В., Руденко Д. Г. и др. Недра Северо-Запада России // СПб. ВСЕГЕИ. 2003. 520 с.
4. Волков А. В. Новиков И. А. // Геология рудных месторождений. 2002. № 5. С. 412–424.
5. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита) //Л.: Наука. 1989. 143 С.
6. Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С. //Петрология. 2003. Т.11. № 6. С. 587–617.
7. Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. // Contrib. Mineral Petrol. 2006. V. 151. P. 413–433.
8. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. // J. Petrol. 2006. V. 47. N 2. P. 329–353.
9. Бушмин С.А. и др. // ДАН. 2011, Т. 438, № 2. С 237–241.
10. Калинин А. А., Кудряшов Н. М., Галкин Н. Н. // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Кол. ИЦ РАН. 2010. С.51– 64.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ КОМПЛЕКСНОГО ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕГО ОРУДЕНЕНИЯ КАРЕЛИИ

Голубев А.И., Иващенко В.И.

Институт геологии Кар НЦ РАН, Петрозаводск, golubev@krc.karelia.ru; ivashche@krc.karelia.ru

DISTRIBUTION AND PREDICTING-PROSPECTING CRITERIA OF COMPLEX AURIFEROUS MINERALIZATION IN KARELIA

Golubev A.I. & Ivashchenko V.I.

Institute of Geology KarRC RAS, Petrozavodsk, golubev@krc.karelia.ru; ivashche@krc.karelia.ru

В металлогенических классификациях разграничение собственно золоторудных и золотосодержащих месторождений определяется условно с учетом современных технологий переработки руд и экономической конъюнктуры. Соответственно, на территории Карелии кроме собственно золоторудных объектов, выделяются комплексные золотосодержащие, вклад которых в благороднометалльный потенциал региона представляется значительным. Они относятся к нескольким рудно-формационным типам, наиболее важные из которых – платино-палладиевые с золотом малосульфидной, хромитовой и титаномagnetитовой с ванадием рудных формаций, связанных с сумийскими мафит-ультрамафитами расслоенных комплексов (Бураковский плутон, Олангская группа интрузий) и людиковийскими трапповыми габбродолеритами (Пудожгорский и Койкарско-Святоволокский интрузивы).

Бураковский расслоенный плутон. U-Pb возраст по циркону – 2431 ± 6 млн лет [1]. С Главным хромитовым горизонтом (ГХГ), разделяющим базитовую и ультрабазитовую части, связано крупнейшее в России Аганозерское месторождение и Шалозерское рудопроявление, в которых сосредоточено более половины запасов хромовых руд России – 54% [5].

Золото в Бураковском плутоне ассоциируется с платинометалльной минерализацией в малосульфидных (1–3%) горизонтах клинопироксенитовой и габбро-норитовой зон (Au – 0,15–1,33 г/т), хромитовых рудах Аганозерского и Шалозерского месторождений (Au – 0,03–0,07 г/т) и поздних мафических дайках (Au – до 0,3 г/т). Его прогнозные ресурсы оцениваются в 121,2 т (P_1+P_2), и 88,0 т по P_3 [4]. Оруденение малосульфидного платинометалльного типа связано с сульфидсодержащими горизонтами верхней части клинопироксенитовой зоны и полосчатой подзоны габбро-норитовой зоны. Между содержаниями благородных металлов и сульфидов (1–3%, халькопирит, пентландит, пирит, пирротин и др.) отмечается прямая корреляционная зависимость. Благороднометалльная минерализация представлена теллуридами и висмутидами платины и палладия – мончеитом, котульскитом, меренскитом, соболевскитом, фрудитом, сопчеитом, а также сперрилитом, Pd-Pt-мелонитом, куперитом, туламинитом, Pd-кобальтином, сульфиды Os, Ir, Rh, минералами серии изоферроплатина-аваруит и самородным золотом. Средняя мощность рудного горизонта, в пересчете на бортовое содержание условной Pt – 0,6 г/т, около 17 м.

Повышенные содержания золота отмечаются и в рудах ГХГ, прослеженного более чем на 25 км [3]. На Шалозерском месторождении отмечается положительная корреляция между мощностями горизонтов хромовых и платинометалльных с золотом руд и вышезалегающим горизонтом с медно-никелевым сульфидным оруденением.

В расслоенных интрузивах **Олангской группы** благороднометалльное оруденение приурочено к норитовой серии дифференциатов.

В массиве **Луккулайсваара** благороднометалльная минерализация ассоциируется с медно-никелевой (пентландит-пирротин-халькопирит) в средней и нижней части норитовой серии и в микрогабброноритах ее верхней части. Содержание МПГ и золота в рудных горизонтах достигает 1,5–2 и 20 г/т. Наиболее широкий спектр сульфидов и минералов МПГ, сопровождающихся золотом самородным, электрумом и кюстелитом, отмечается в пегматоидных разновидностях микрогабброноритов. Средние содержания золота в благороднометалльных рудах составляют 0,4 г/т, а его прогнозные ресурсы – ~3 т.

В массиве **Кивакка** продуктивной на МПГ является зона ритмично расслоенных норитов с рассеянной (до 1%) гнездообразной вкрапленностью халькопирита, пентландита, пирротина и др.

Мощность рудных горизонтов в ее пределах колеблется от 1 до 30 м, а содержание суммы МПГ не превышает 4,6 г/т.

Прогнозные ресурсы золота по Олангской группе проявлений составляют (P_1+P_2) ~20 т.

Закономерности размещения расслоенных интрузий, их возрасты и ряд других особенностей свидетельствуют о вероятной их приуроченности к трехлучевой рифтогенной системе – Онежско-Беломорско-Лапландской, развивающейся по границе с Русской платформой и частично перекрытой ее отложениями. Поперечные пояса (раздвиговые зоны) – Бураковско-Монастырско-Шидмозерский и Кеми-Контярви-Олангский – развиваются параллельно предполагаемому Онежскому лучу рифта северо-восточного простирания. Такая схема рифтогенеза выводит по перспективности на первый план из всего комплекса нижнепротерозойских прогибов две структуры – Ветренный Пояс и Онежскую. Кроме того, по северному обрамлению Онежской впадины предполагается существование еще одной поперечной раздвиговой зоны (Суоярви–Медвежьегорск–Вирандозеро). В ее юго-западной части (Хаутаваарская структура) имеется мощная протяженностью, около 30 км, дайка Кивач-Сямозеро, относимая к формации расслоенных интрузий, и предполагается наличие ее аналогов на участках Виетукка-лампи и Святнаволоок

Палеопротерозойский трапповый магматизм и связанное с ним комплексное (Ti, Fe, V, Pt, Pd, Au) оруденение контролируются в Карельском регионе Онежско-Беломорско-Лапландской рифтогенной системой и процессами ее тектоно-магматической активизации в ятулии – людиковии (2,1–1,9 млрд лет). По состоянию изученности известно два промышленных месторождения – Пудожгорское и Койкарско-Святнаволоокское, приуроченных к одноименным контрастно дифференцированным (габбродолериты-диориты-монцодиориты-гранофиры) пологим маломощным (100–150 м) sillам, расположенным соответственно в восточном и западном бортах Онежской впадины. Их возраст – 1983,4±6,5–1984±8 млн лет. Для разрезов обеих интрузий характерно широкое развитие фтор-, хлор- и гидроксилсодержащих силикатов – амфиболов, биотита, хлорита, что указывает на высокие концентрации галоидов и воды в исходном расплаве. Типоморфным для дифференциатов нижних частей интрузий является присутствие бадделеита, обрастающего каймой циркона.

Благороднометалльная минерализация (Pd, Pt, Au) пространственно полностью совмещена с титаномagnetитовым оруденением, ассоциируя с сульфидами меди. Суммарное содержание БЭ составляет 0,707–3,58 г/т (среднее ~1 г/т) на мощность рудной залежи 10,5–12,0 м. Минерализация является золото-платинометалльной (Pd – 46,8%, Pt – 18,6%, Au – 34,6%) и представлена котульскитом, меренскитом, кейктоннитом, сопчеитом, Те-палладинитом, сперрилитом, кристанлеитом ($Ag_2Pd_3Se_4$), золотом самородным (пробность 885–927%), электрумом, ртутьсодержащим (до 6%) электрумом, аргентитом, гесситом, науманнитом. Рудный горизонт, по сравнению с подрудным и надрудным содержит также барит, ганит, ортит и имеет более высокие содержания (%) Ni (0,005–0,03), Co (0,004–0,03), Zn (0,01–0,08), Cu (0,03–0,55). Пики концентраций БЭ элементов в рудном горизонте совмещены. Отмечается четкий минералогический контроль резкого увеличения концентраций БЭ при смене пирит-халькопиритовой ассоциации на халькопирит-борнитовую, т. е. с высокосернистой на более дефицитную по сере. Сульфиды ассоциируют с поздним парагенезисом – амфибол±биотит±хлорит±ильменит-II, минералы которого характеризуются высокой железистостью (амфибол – Fe-Cl-актинолит, Cl-феррочермакит, биотит – $f = 0,70–0,75$, хлорит – $f = 0,65–0,75$) и стабильно высокими содержаниями хлора – амфибол (~1,0%), биотит (~2,0%). В целом по разрезу интрузий концентрации хлора в биотите и амфиболе закономерно меняются. Наиболее низкие (0,2–0,6%) – в подрудном горизонте и высокие, но сильно варьирующие (0–2,5%) – в надрудном. Эти минералого-геохимические особенности рудного титаномagnetитового с ванадием и благородными металлами горизонта, являющиеся индикаторными для данного типа оруденения в палеопротерозойских траппах Карелии, наиболее полно проявлены в Пудожгорском и Койкарско-Святнаволоокском интрузивах. Прогнозные ресурсы (т) и средние содержания (г/т) БЭ для Пудожгорского интрузива соответственно составляют: Пудожгорское месторождение ($P_1=293,9$, Pt – 17, Pd – 0,43, Au – 0,32, $\Sigma БЭ$ – 0,93); Тубозерское проявление ($P_1=264,4$, Pt – 0,09, Pd – 0,22, Au – 0,09, $\Sigma БЭ$ – 0,640); Койкарско-Святнаволоокское ($P_1=343,6$, Pt – 0,31, Pd – 0,41, Au – 0,37, $\Sigma БЭ$ – 1,09) и в целом для Пудожгорского магматического комплекса – P_1 – 901,1 т.

Установленные минералого-геохимические индикаторы благороднометалльного рудоге-неза в данных интрузиях в приложении к их формационно-возрастным аналогам (силлы – Габбневский, Тубозерский, Медные Горы, Чинозерский и др.), развитым в Карельском регио-не, указывают на наибольшую перспективность среди них Чинозерского силла. В этом интру-зиве минералого-геохимические признаки благороднометалльного оруденения в титаномагне-титовом горизонте проявлены во всей своей совокупности в полном объеме и металлогениче-ская значимость этого подтверждена повышенными содержаниями БЭ (до 1 г/т) и развитием соответствующей минерализации – сперрилита, крисстанлеита, науманнита, аргентита, элек-трума, золота самородного.

Прогнозные ресурсы золота для золотосодержащих объектов других рудно-формацион-ных типов Карелии (медистые песчаники, кварцевые конгломераты, Au-Cu-сульфидный квар-цево-жильный, медно-сульфидный жильный в альбититах) крайне невелики. Исключение – Au-Pt-содержащая Cu-Mo-порфировая рудная формация с месторождениями Лобаш и Ялонва-ра (~0,2 г/т Au; 30–40 т), металлогеническое значение которой для региона по аналогии с за-рубежной частью щита (м. Айттик – 140 т Au) представляется значительным. Оруденение дан-ного типа может также служить источником рудного вещества для более поздних орогенных золоторудных систем.

Аналогично, в образовании мезотермальных орогенных месторождений золота могут участвовать железистые кварциты, колчеданы и черные сланцы, как базовые золотосодержа-щие формации.

На **Костомукшском месторождении железистых кварцитов** средние содержания золо-та составляют 0,01–0,03 г/т в рудных комплексах, 0,08–0,5 г/т в прослоях колчеданов, 0,25–0,28 г/т в зонах метасоматических изменений [2]. Соответственно, его прогнозные ресурсы на этом месторождении как золотосодержащем промышленном типе достигают – n10 т.

Колчеданное оруденение Карелии, характеризуясь повышенными содержаниями Au (0,01–0,4 г/т), является своеобразным «коллектором» благородных металлов и соответственно может существенно влиять на золоторудный потенциал Карельского региона в целом при ус-ловии вовлечения его в рудогенные процессы, ответственные за формирование орогенных ме-зотермальных месторождений. Установленные на карельских колчеданных месторождениях признаки ремобилизации и перераспределения золота с концентрированием в зонах сдвига-вых дислокаций свидетельствуют о том, что при формировании золоторудных орогенных ме-зотермальных месторождений, как ведущего генетического типа золотого оруденения на Фен-носкандинавском щите, колчеданная рудная формация, наряду с черносланцевой, джеспили-товой и золото-порфировой, вероятно, выступала в роли одной из базовых золотосодержащих формаций. В этом качестве ее золоторудный потенциал на территории Карелии оценивается в 370 т. Наиболее перспективной площадью на предмет выявления относительно крупных золо-торудных концентраций орогенного типа в колчеданосных структурах представляется Со-анлахтинская с Соанварским колчеданным месторождением (золоторудный потенциал 151 т) и серией золоторудных проявлений (Соанйокское, Пролонваара, Синкори, Юованйокское и др.) в ее пределах на российском продолжении промышленно золотоносного зеленокаменного пояса Иломантси.

Суммарные прогнозные ресурсы золота охарактеризованных рудно-формационных ти-пов золотосодержащих месторождений и проявлений Карелии составляют около 1000 т, что соответственно свидетельствуют о вероятной гораздо большей экономической значимости и промышленных перспективах золотосодержащих месторождений региона по сравнению с соб-ственно золоторудными.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы Президиума РАН №27.

In metallogenic classifications, gold and auriferous deposits are defined arbitrarily with regard for up-to-date ore processing technologies and the state of the market. Accordingly, in addition to gold deposits proper, complex auriferous deposits, which contribute greatly to Karelia's noble-metal potential, are identified in the region. They belong to several ore formation types, the most

significant of which are gold-bearing platinum-palladium types of low-sulphide, chromite and vanadium-bearing titanomagnetite ore formations associated with the Sumian mafic-ultramafic rocks of layered complexes (Burakovian pluton, Olanga Group of intrusions) and Ludicovian trapp gabbro-dolerites (Pudozhgorsky and Koikary-Svyatnavolok intrusions).

In the Burakovian pluton, gold is associated with PGM mineralization in the low-sulphide (1–3%) horizons of clinopyroxenite and gabbro-norite zones (0.15–1.33 g/t Au), chromite ore of the Aganozero and Shalozero deposits (0.03–0.07 g/t Au) and late mafic dykes (up to 0.3 g/t Au). Its predicted P1+P2 resources are estimated at 121.2 t and P3 – resources at 88.0 t

In the layered intrusions of the Olanga Group, noble-metal mineralization is confined to a norite series of differentiates. The predicted P1+P2 gold resources of these intrusions are about 20 t.

The distribution pattern, age and other characteristics of the layered intrusions suggest that they are confined to the Onega-White Sea-Lapland triradiate riftogenic system with the Burakovian-Monastyrsk-Shidmozero and Kemi-Kontijärvi-Olanga extension fault zones (transform faults) which controlled the formation of plutons. Based on this rifting scheme, the Vetreny Poyas and Onega structures are considered most promising of the entire complex of Lower Proterozoic sags. Furthermore, another transverse extension fault zone (Suojärvi-Medvezhyegorsk-Virandozero) is assumed to stretch along the northern margin of the Onega depression. The Kivach-Syamozero dyke, about 30 km thick, which is part of a layered intrusion formation, occurs in its southwestern portion.

In the Karelian region, Paleoproterozoic trapp magmatism and associated complex (Ti, Fe, V, Pt, Pd, Au) mineralization are controlled by tectono-magmatic activation processes (Onega-White Sea-Lapland riftogenic system) in the Jatulian-Ludicovian (2.1–1.9 Ga). Noble-metal (Pd, Pt, Au) mineralization is associated with copper sulphides and completely overlaps titanomagnetite mineralization spatially. A rapid increase in NE upon the succession of a high-sulphur pyrite-chalcopyrite assemblage by a sulphur-deficient chalcopyrite-bornite assemblage is clearly controlled mineralogically. Chlorine concentrations in biotite and amphibole vary consistently along the intrusion section. The lowest concentrations (0.2–0.6%) are below the ore and high but markedly varying concentrations (0–2.5%) are above the ore. The predicted resources (t) and average content (g/t) of NE of the Pudozhgorsk intrusion are: the Pudozhgorsk deposit (P1=293.9, Pt – 17, Pd – 0.43, Au – 0.32, Σ NE – 0.93); the Tubozersk occurrence (P1=264.4, Pt – 0.09, Pd – 0.22, Au – 0.09, Σ NE – 0.640); Koikary-Svyatnavolok (P1=343.6, Pt – 0.31, Pd – 0.41, Au – 0.37, Σ NE – 1.09) and P1 resources of the entire Pudozhgorsk igneous complex are 901.1 t.

Other ore-formation types of auriferous mineralization in Karelia (cupreous sandstones, quartz conglomerates, an Au-Cu-sulphide quartz vein type and a copper sulphide-vein type in albitites) are not promising because of the small size of the ore bodies in terms of the main useful mineral (Cu) and a low average gold content (<1 g/t). One exception is Au-Pt-bearing Cu-Mo-porphyry ore formation with the Lobash and Jalonvaara deposits (~0.2 g/t Au; 30–40 t).

The total predicted gold resources of the ore-formation types of Karelia's auriferous deposits and occurrences are estimated at about 1000 t, which shows that Karelia's auriferous deposits are far more economically significant and promising than gold deposits proper.

Литература

1. Байи Л., Оже Т., Кошери А. и др. Новые данные о возрасте Бураковской расслоенной интрузии (Карелия) // Докл. РАН. 2009. т. 426. №2. С. 202–206.
2. Головина Т.А. Благородные металлы в породах Костомукшского железорудного месторождения. Автореф. канд. дис.. С.-Петербург: 2007. 18 с.
3. Крупнейшее месторождение хрома в России. Инвестиционная возможность. Петрозаводск: ЗАО «Норит», 2009. 17 с.
4. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. кн.1 под. ред. В.П.Михайлова и В.Н.Аминова. Петрозаводск: Карелия, 2005. 278 с
5. О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2010 г. Гос. Доклад Минприроды России. М.: 2011.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ПРОТЕРОЗОЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ КАРЕЛИИ

Голубев А.И., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В.

Институт геологии Кар НЦ РАН, Петрозаводск

NOBLE-METAL MINERALIZATION OF PROTEROZOIC CARBONACEOUS FORMATIONS IN THE ONEGA STRUCTURE, KARELIA

Golubev A.I., Romashkin A.E., Rychanchik D.V.

IG KarRC RAS, Petrozavodsk

Онежская синклиновая структура Карелии, расположенная в ЮВ части Фенноскандинавского щита, является областью развития мощного комплекса палеопротерозойских образований в диапазоне возрастов 2,5–1,75 млрд лет. Здесь широко представлены магматогенные, в т.ч. вулканогенные толщи, а так же широкий спектр морских и субаквальных осадочных формаций значительной мощности [3].

Онежская синклиновая структура является стратотипической для вулканогенно- и терригенно-осадочных отложений ятулийского, людиковийского и калевийского уровней карельского цикла. Снизу вверх это образования сумийского (2,4), сариолийского (2,3), людиковийского (1,95), калевийского (1,92) и веписийского (1,75) надгоризонтов¹. Для ятулийских и людиковийских пород характерно массовое накопление карбонатного и/или свободного (шунгитового) углерода, разнообразная по составу магматическая активность различной степени напряженности. На калевийском уровне спадает как вулканическая активность, так и углеродонакопление.

Основная масса свободного углерода ($C_{орг.}$) находится в составе заонежской свиты людиковия. Феноменальное накопление углерода в этом горизонте определяет минерагеническую специализацию пород заонежской свиты. Содержание $C_{орг.}$ в них варьирует от долей до 70 вес. % в породах и до 98 вес. % в антраксолитах. Количество углерода в породах кондопожской свиты не превышает первых %. Таким образом, черносланцевую формацию Онежской структуры образуют породы заонежской, суйсарской и кондопожской свит.

Черносланцевые формации по всему миру рассматриваются как перспективный источник благороднометалльного (БМ) оруденения, однако для Онежской структуры известны лишь отдельные пункты такой минерализации, за исключением месторождений и проявлений Падминского типа в зонах складчато-разрывных дислокаций (СРД). В последние годы, с развитием новых видов анализа и введением в массовый оборот микрозондовых исследований, появляется все больше новых данных о составе и формах нахождения БМ и сопутствующих минеральных образований в шунгитоносных пачках.

Представляется, что основные БМ ресурсы углеродсодержащей формации связаны с сингенетичным стратиформным оруденением, накопленным органическим веществом (ОВ) осадков на стадиях седименто- и диагенеза. Однако такие накопления БМ могут быть резко локальны в разрезе в силу контрастности восстановительного углеродного барьера, а рудное вещество в них рассеянно в металлоорганических комплексах, вплоть до отдельных атомов металла, интерколирующих графеновые слои [4]. Такое вещество не фиксируется традиционными методами опробования, поэтому больше шансов на выявление стратиформно-метаморфогенного оруденения. Под воздействием температуры и давления органо-минеральные комплексы распадаются, ОВ высвобождает металлы, которые могут мигрировать и переотлагаться. Происходит первый этап их концентрации, не выводящий металлы далеко за пределы их первоначальной локализации, как на последующих возможных этапах более жестких деформаций и метасоматоза. Выявление такой стратиформно-метаморфической минерализации напрямую подтвердило бы наличие БМ ресурсов данной углеродсодержащей формации.

Аналитическая информация последних лет по Онежской структуре – данные полуколичественного спектрального анализа, ICP-MS и РФА, указывают на присутствие в породах та-

¹Указана верхняя граница надгоризонтов, здесь и далее возраст в млрд лет.

ких элементов как Ag, As, Bi, Se, Te, Sb, реже Sn, W, Hg в содержаниях, превышающих г/т. Методом РФА в ряде проб напрямую фиксировались Pd и Ru, количественное содержание которых, в силу особенностей методики, недостоверно. Новые методы ИНАА и РФА, разрабатываемые группой исследователей ПИЯФ (Санкт-Петербург), предварительно показали по шунгитоносным образцам содержание Au, Pt и Pd на уровне 0,01–0,2 г/т. Таким образом, подтверждается наличие определенного БМ потенциала данных углеродсодержащих формаций. ОВ в них реализовало свою ресурсную функцию, что позволяет рассматривать его в качестве источника рудного вещества.

Проведенные в последние годы микрозондовые исследования пород Онежской структуры выявили несколько новых точек проявлений БМ и сопутствующих элементов. Из БМ это собственно Au, минералы Pd и Ag; сопутствующие – Se, Te, Bi, Sb, As, Hg. Как правило, это мелкие/ультрамелкие выделения минералов размерами первые мкм – доли мкм, изометрично-сглаженной формы (глобулярного вида), относительно крупные – более развитой кристаллической формы.

В большинстве случаев БМ выделения находятся непосредственно в матриксе пород различного состава (существенно кварцевого, карбонатного, альбит-кварцевого, альбит-хлоритового и т.п.), но встречаются так же и в прожилках различного состава, в т.ч. и углеродистых, так же встречены и в сульфидных. Состав минерализации, определенный с точностью микрозондового метода и с учетом микроразмерности выделений, имеет ряд особенностей. Для Au это ряд от «чистого» Au до смесей Au с Ag, Cu, Hg. Для Ag характерна примесь S (AgS?), Hg, минералы типа AgBiSe₂ (богдановичит), Ag₂Te (гессит). Для Pd выявлен тематит Pd₃HgTe₃, а также его смесь с Sb и Bi. На рис. 1 приведены примеры такой минерализации для Толвуйской синклинали, на рис. 2 – некоторых других объектов Онежской структуры.

В Толвуйской структуре (синклинали второго порядка Северо-Онежского синклинория) выявленные проявления БМ и сопутствующих элементов тяготеют к внутренним антиклиналям более высокого порядка. Вероятно, процессы мобилизации рудного вещества проявились в первую очередь в зонах деформаций и нагрузок, которыми являлись антиклинальные складки, инъекции максовитов, пеперайт-структуры (контактные области внедрившихся силлов). Более масштабно процессы ремобилизации проявлены в зонах СРД в силу большего размаха деформаций, проявлений метасоматоза. Согласно [1, 2], зоны СРД представляют собой линейные системы СЗ простираения, содержащие гребневидные складки ятулийских пород и серии сближенных продольных и оперяющих разломов, клиновидные зоны дробления во вмещающих заонежских породах. На зоны дробления накладывается интенсивный метасоматоз, телекопируется полиметалльное оруденение Падминского типа. Помимо преобладающего уран-ванадиевого оруденения, здесь концентрируются Au, ЭПГ, Ag, Mo, Bi, Cu, Se, Re и ряд других металлов. Ореолы концентрации различных элементов перекрываются, но не совпадают, образуя зональность. Подавляющая часть рудных тел концентрируется на границе карбонатных ядер складок и их углеродсодержащих крыльев, непосредственно в заонежских осадках. Известно несколько месторождений и рудопроявлений падминского типа в зонах СРД Онежской палеопротерозойской структуры: Верхняя и Средняя Падма, Космозеро, Весеннее, Царевское и др.

Как для зон СРД, так и внутренних антиклиналей Толвуйской структуры, характерны СЗ простираения. Вероятно, во всей Онежской структуре существовал единый план деформаций, максимум проявления которых совпал по времени с внедрением силлов, формированием антиклинальных складок, перемещением под давлением высокоуглеродистых пород (максовитов). Эти и последующие процессы приводили к высвобождению захваченных ОВ металлов, их ремобилизации, при этом освобожденное БМ вещество могло неоднократно переотлагаться.

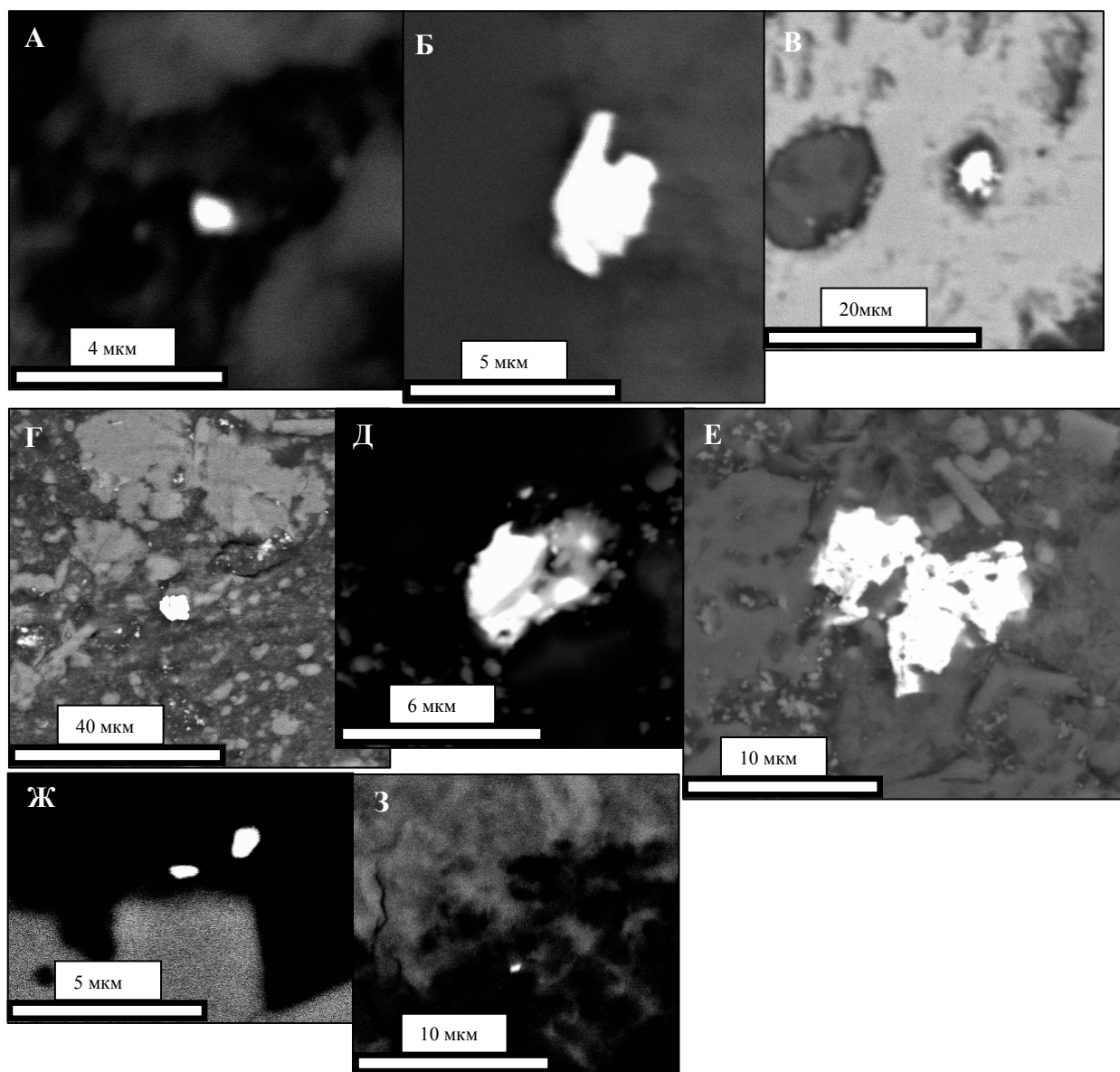


Рис. 1. Проявления БМ и сопутствующей минерализации на участках Толвуйской синклинали.

А) Золотина в максовитовом матриксе, уч-к Карнаволоок. Б) $Au_{6.2}AgCu$ в альбит-биотитовом матриксе, уч-к Красная Горка. В) Ag_2Te (гессит) в пирите, уч-к Красная Горка. Г) $Ag_{11}Hg$ в максовитовом матриксе, уч-к Тетюгино. Д) $Pd_{3.3}HgTe_{3.3}$ (темагамит) в существенно кварцевом матриксе, уч-к Мироновский. Е) $Pd_{7.6}Hg_{1.2}Te_4Sb_{1.9}Bi$ в карбонатном матриксе с выделениями рутила, уч-к Мироновский. Ж) $Au_{4.8}AgCu_{13.5}$ в альбит-кварцевом матриксе, уч-к Мироновский (2 зерна). З) Микроразмерная золотина в пирите, гидроокислах Fe, уч-к Залебязский.

Fig. 1. NM occurrences and associated mineralization at Tolvuja syncline.

A) Gold grain in maksovite matrix, Karnavolok prospect. B) $Au_{6.2}AgCu$ in albite-biotite matrix, Krasnaya Gorka prospect. C) Ag_2Te (hessite) in pyrite, Krasnaya Gorka prospect. D) $Ag_{11}Hg$ in maksovite matrix, Tetyugino prospect. E) $Pd_{3.3}HgTe_{3.3}$ (tamagamite) in largely quartz matrix, Mironovsky prospect. F) $Pd_{7.6}Hg_{1.2}Te_4Sb_{1.9}Bi$ in carbonate matrix with rutile, Mironovsky prospect. G) $Au_{4.8}AgCu_{13.5}$ in albite-quartz matrix, Mironovsky prospect (2 grains). 3) Micron-sized gold grain in pyrite and Fe hydroxides, Zalebyazhsky prospect.

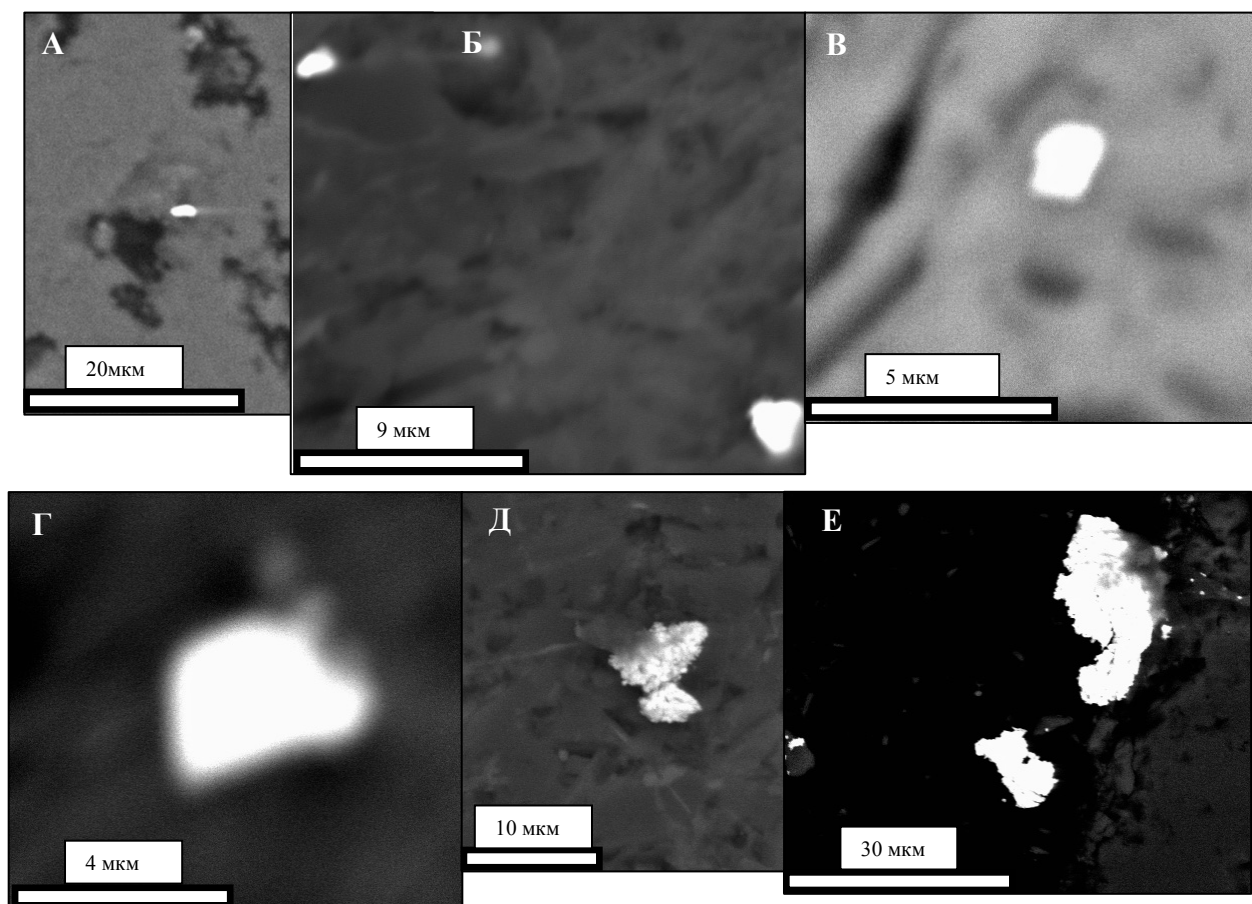


Рис. 2. Проявления БМ и сопутствующей минерализации некоторых участков Онежской структуры.

А) Микронная золотина в существенно кварцевом максовитовом матриксе, уч-к Березовец. Б) $\text{Au}_{3.7}\text{Ag}$ в хлорит-кварцевом матриксе, уч-к Гаржемский Наволок (3 зерна). В) Золотина в пирите, уч-к Гаржемский Наволок. Г) Ag_2Te (гессит) в хлорит-кварцевом матриксе, уч-к Гаржемский Наволок. Д) Золотина в альбит-хлорит-биотит-кварцевом матриксе, уч-к Ламбас-ручей. Е) $\text{Au} - \text{Au}_{19.8}\text{Hg}$, кварцевый матрикс, углеродистый прожилок, уч-к Педра-Кара (крупные выделения и все мелкие белые точки).

Fig. 2. NM occurrences and associated mineralization in some portions of the Onega structure.

A) Micron-sized gold grain in largely quartz maksovite matrix, Berezovetz prospect. B) $\text{Au}_{3.7}\text{Ag}$ in chlorite-quartz matrix, Garzhemsky Navolok prospect (3 grains). C) Gold grain in pyrite, Garzhemsky Navolok prospect. D) Ag_2Te (hessite) in chlorite-quartz matrix, Garzhemsky Navolok prospect. E) Gold grain in albite-chlorite-quartz matrix, Lambas Ruchei prospect. F) $\text{Au} - \text{Au}_{19.8}\text{Hg}$, quartz matrix, carbonaceous veinlet, Pedra-Kara prospect (coarse units and all small white dots).

Исходя из указанных особенностей, можно предполагать, что источником рудного вещества для этих проявлений являлись углеродсодержащие породы, осадившие на мощном восстановительном барьере и накопившие некоторое количество металлов. Толща этих осадков являлась резервуаром, ресурсы которого использовались для концентрации и переотложения рудных нагрузок в процессе последующих деформаций, при этом количество сконцентрированных металлов зависело от размаха (амплитуды) деформаций.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы Президиума РАН №27.

The Onega synclinorium structure of Karelia, located in the southwestern Fennoscandian Shield hosts a thick complex of Paleoproterozoic rocks, varying in age from 2.5 to 1.75 Ga, is situated. Igneous (volcanogenic and other rocks) units are widespread here, and thick marine and subaqueous sedimentary formations display a broad spectrum [3].

The Onega synclinorium structure is stratotypic for the volcanic– and terrigenous-sedimentary rocks occurring at the Jatulian, Ludicovian and Kalevian levels of the Karelian cycle. From the base upwards, these are the rocks of the Sumian (2.4), Sariolian (2.3), Ludicovian (1.95), Kalevian (1.92) and Vepsian (1.75) superhorizons¹. The Jatulian and Ludicovian rocks are characterized by abundant carbonate and/or free (shungite) carbon and compositionally diverse igneous activity of varying stress. Volcanic activity and carbon accumulation decline at the Kalevian level.

The bulk of free carbon (Corg) is part of the Ludicovian Trans-Onega suite. Phenomenal carbon accumulation in this horizon is responsible for the mineralogenic specialization of Trans-Onega rocks. Their Corg content varies from fractions to 70 wt. % in rocks and up to 98 wt. % in anthraxolites. The amount of carbon in the rocks of the Kondopoga suite is not more than a few %. Thus, the black shale formation of the Onega structure is made up of Trans-Onega, Suisari and Kondopoga rocks.

Black shale formations are regarded all over the world as a promising source of noble-metal (NM) mineralization, but only scarce mineralization points are known for the Onega structure, except for Padma-type deposits and occurrences in folding and rupture zones (FRZ). New types of analysis and widespread microprobe studies conducted in the past few years have provided more data on the composition and forms of NMs and associated mineral units in shungite-bearing members.

The main NM-resources of the carbonaceous formation seem to be associated with syngenetic stratiform mineralization and the organic matter (OM) of sediments that accumulated during sediment genesis and diagenesis. However, such NM-concentrations can be very local in the sequence because the reducing carbon barrier is contrasting, and the ore matter in them is dispersed in metal-organic complexes up to individual metal atoms that intercolate graphene layers [4]. As such matter is not detected by conventional sampling methods, stratiform-metamorphic mineralization is more likely to be located. Organic-mineral complexes disintegrate under the influence of temperature and pressure, and OM releases metals that can migrate and be redeposited. In the initial stage of their concentration, metals are not released far from their primary location, in contrast to possible subsequent stronger deformations and metasomatism. Revealing such a stratiform-metamorphic mineralization would confirm the presence of NM-resources in this carbonaceous formation.

Analytical information on the Onega structure obtained in the last few years by semi-quantitative spectral analysis, ICP-MS and XRF suggests the presence of Ag, As, Bi, Se, Te, Sb, (less commonly Sn, W and Hg), in the rocks in quantities over 1 g/t. The XRF method has the amounts of Pd and Ru, revealed by the XRF method in some of the samples, are not valid because of some characteristics of the method. The new INAA and XRF methods, being developed by an Institute of Nuclear Physics research team (St. Petersburg), have preliminarily shown that shungite-bearing samples contain 0.01–0.2 g/t Au, Pt and Pd. Thus, the NM-potential of these carbonaceous formations has been confirmed. As their OM has fulfilled its resource function, it can be regarded as a source of ore matter.

The microprobe studies of Trans-Onega rocks, conducted in the past few years have revealed several new mineralization points of NM and associated elements. NMs are represented by Au and Pd and Ag minerals and associated elements by Se, Te, Bi, Sb, As and Hg. They commonly occur as fine/ultrafine mineral units of isometric-subdued shape (globules) varying in size from several micrometres to fractions of a micrometre, while coarser units display a better-developed crystalline form.

NM-units commonly occur in the matrix of rocks of various compositions (largely quartz, carbonate, albite-quartz, albite-chlorite, etc.), but they are occasionally encountered in compositionally varied carbonaceous and other veinlets and in sulphides. The composition of the mineralization, determined at the microprobe method accuracy with regard for the micron size of the units, exhibits some distinctive features. For Au it is a series from «pure» Au to mixtures of Au with Ag, Cu and Hg. S (AgS?) and Hg impurity, AgBiSe₂ – type minerals (bohdanowiczite) and Ag₂Te (hessite) are characteristic of Au. Temagamite Pd₃HgTe₃ and its mixture with Sb and Bi have been revealed for Pd. Figure 1 shows examples of such mineralization for the Tolvuja syncline and Figure 2 shows examples of other units of the Onega structure.

In the Tolvuja structure second-order synclines of the North Onega synclinorium), the occurrences of NMs and associated elements revealed are confined to higher-order internal anticlines. Ore matter mobilization processes seem to have manifested themselves first in deformation and stress zones such as

¹Указана верхняя граница надгоризонтов, здесь и далее возраст в млрд лет.

anticlinal folds, maksovite injections and peperite structures (contact zones of intruded sills). Remobilization processes occurred on a larger scale in folding and rupture zones because of greater deformations and metasomatism. According to [1, 2], folding and rupture zones are NW-trending linear systems that contain ridge-like folds of Jatulian rocks and series of closely-spaced longitudinal and feather faults and wedge-like shatter in Trans-Onega host rocks. The shatter zones are superimposed by intense metasomatism, and Padma-type base-metal mineralization is telescoped. In addition to uranium-vanadium mineralization, Au, PGE, Ag, Mo, Bi, Cu, Se, Re and some other metals are concentrated here. The concentration haloes of various elements overlap one another but do not coincide, forming zonation. Most of the ore bodies are concentrated at the boundary of the carbonate cores of folds and their carbonaceous slopes, directly in Trans-Onega sediments. Several Padma-type ore deposits and occurrences, known in the folding and rupture zones of the Paleoproterozoic Onega structure, are Upper and Middle Padma, Kosmozero, Vesenneye, Tsarevskoye, etc.

The folding and rupture zones and internal anticlines of the Tolvuja structure typically strike NW. There was probably a common deformation pattern throughout the entire Onega structure with a peak during the intrusion of sills, the formation of anticlinal folds and the translocation of high-carbon rocks (maksovites) at high pressure. As a result of these and subsequent processes, trapped OM metals were released and remobilized, and the NM-matter released could be repeatedly redeposited.

The above characteristics have led the authors to assume that carbonaceous rocks that deposited at a thick reducing barrier and accumulated a certain amount of metals provided a source of ore matter. A pile of these sediments was a reservoir, whose resources were used for the concentration and redeposition of ore stresses during subsequent deformations, the amount of metals concentrated being dependent on deformation amplitude.

Литература

1. Голубев А.И., Новиков Ю.Н. Геологическое строение и уран-ванадиевые месторождения Заонежья // Экологические проблемы освоения месторождения Средняя Падма. Петрозаводск, 2005. С. 4–13.
2. Кулешевич Л.В., Голубев А.И. Благороднометалльная минерализация в щелочных метасоматитах Средней Падмы Онежской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 14. Петрозаводск, 2011. С. 113–126.
3. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерогенез) / Отв. ред. Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В. Петрозаводск, 2011. 431 с.
4. Ханчук А.И., Нечаев В.П., Плюснина Л.П., Бердников Н.В., Молчанов В.П., Высоцкий С.В. Благородные металлы в графитсодержащих горных породах (новый тип) / Проблемы минерогенеза России. Изд. ГЦ РАН, М, 2012. С. 287–300.

References

1. Golubev A.I. & Novikov Yu.N. Geological structure and uranium-vanadium deposits of the Trans-Onega area // Environmental problems in the mining of Middle Padma deposit. Petrozavodsk, 2005. P. 4–13.
2. Kuleshevich L.V. & Golubev A.I. Noble-metal mineralization in the Middle Padma alkaline metasomatic rocks of the Onega structure // Geology and useful minerals of Karelia. Issue 14. Petrozavodsk, 2011. P. 113–126.
3. Paleoproterozoic Onega structure: geology, tectonics, deep structure and mineralogeny / Executive Editors: Glushanin L.V., Sharov N.V. and Shchiptsov V.V. Petrozavodsk, 2011. 431 p.
4. Khanchuk A.I., Nechaev V.P., Plyusnina L.P., Berdnikov N.V., Molchanov V.P. and Vysotsky S.V. Noble metals in graphite-bearing rocks (a new type) / Problems in Russia's mineralogeny. Izd. GC, RAS, M, 2012. P. 287–300.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КОСТОМУКШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (КАРЕЛИЯ)

Горьковец В.Я.¹, Раевская М.Б.¹, Дударев А.Г.², Максимович Л.А.², Рудашевский Н.С.³

¹Институт геологии Карельский научный центр РАН, Петрозаводск, gorkovets@krc.karelia.ru

²ОАО «Карельский окатыш», Костомукша

³«ООО НС», Петрозаводск

NOBLE-METAL MINERALIZATION OF THE KOSTOMUKSHA ORE PROVINCE, KARELIA

Gorkovets V.Ya.¹, Rayevskaya M.B.¹, Dudarev A.G.², Maksimovich L.A.² & Rudashevsky N.S.³

¹IG KarRC RAS, Petrozavodsk, gorkovets@krc.karelia.ru

²Karelsky Okatysh OJSC, Kostomuksha

³NS+OJSC, Petrozavodsk

Проблема соотношений геодинамических, магматогенных и седиментогенных геологических процессов приобретают фундаментальное значение при решении основной проблемы выявления структурно-тектонических режимов эндогенных и экзогенных процессов при формировании в земной коре полигенных и полихронных рудных месторождений. В этом отношении Костомукшский рудный район западной Карелии представляет несомненный интерес как эталонный объект, в пределах которого были установлены различные генетические типы железорудных, золоторудных месторождений и рудопроявлений, а также ультраосновных – щелочных комплексов алмазоносных лампроитов и кимберлитов [6].

Геологические и геофизические исследования, подтвержденные материалы космических съемок, в пределах Карельского кратона Фенноскандинавского щита выделяются кольцевые структуры диаметром около 500 км, сложенные по периферии неоархейскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами, прослеженные в виде эшелонированных зеленокаменных поясов, представляющими собой реликты краевой части крупного мантийного плюма (диапира) [3].

Согласно [1, 8] термохимические плюмы являются важнейшими регуляторами термохимической «машины Земли», формирование которых прослеживается от границы внешнего ядра и мантии, достигает «тугоплавкого» слоя на глубине 650 км, растекается воль него и не его поверхности возникают локальные вторичные плюмы – диапиры (протуберанцы). Часть из которых могла достигать поверхности [1]. В геологическом отношении Костомукшское рудное поле сложенное позднеархейскими вулканогенно-осадочными толщами (2.9–2.7 млрд лет) примыкает к раннеархейскому [15] Вокнаволоцкому блоку, представленного гранулитовым комплексом.

Блок оконтурен поясом позднеархейских и протерозойских долгоживущих разломных зон, служащих путями подъема древнейших архейских и протерозойских магматитов. Вертикальные движения блока с амплитудой до 20 км [2] создали не его периферии геодинамические условия для заложения позднеархейской долгоживущей подвижной тектонической зоны шириной 10–25 км. Зоны разломов в периоды протоактивизации контролировали пути проникновения и размещения магматитов, включающих позднеархейские ребольские и раннепротерозойские селецкие микроклиновые и рапаквивиподобные граниты [14].

Наиболее ранняя концентрация благороднометального оруденения включающая золоторудные и серебряные рудопроявления в Костомукшском рудном поле в его западной и восточной частях ассоциирует с риодацитово-железисто-кремнистой формацией контоксской серии, включающей колчеданные (пирит-пирротинные) образования среди агломератовых, лапиллиевых туфов, ассоциирующих с магнетитовыми сланцами и кварцитами [4]. Концентрации Au в прокварцованных участках достигает 0,5–1 г/т Au.

Последующие уровни благороднометального (Au, Ag) оруденения контролируются структурно-тектоническими и магматическими процессами.

Наряду со складчатыми деформациями в районе широко развиты наложенные деформации, выразившиеся в создании разновозрастных систем разрывных нарушений разных порядков, которые определяются различными этапами тектоно-магматической активизации. Они представлены долгоживущими постоянно подновляемыми глубокофокусными разломными зонами различной ориентировки, определяющими металлогению района [4, 5, 6].

В Костомукшском рудном районе рудопоявления золота встречаются в пределах всего Костомукшского рудного пояса и относятся к одному из перспективных типов золоторудных месторождений – золото-сульфидно-кварцевому типу зеленокаменных поясов, связанных с железисто-кремнистыми формациями [13].

В сопредельной территории Финляндии развиты золоторудные рудопоявления в зеленокаменных поясах Кухмо-Суомуссалми и Типасъярви [14].

Геолого-структурные и вещественно-морфологические особенности золоторудных проявлений Костомукшского рудного района позволяют трактовать гидротермальный генезис руд, образовавшихся при регенерации и переотложении рудного вещества вмещающих комплексов, несущих сингенетическое и ранее эпигенетическое оруденение. Формирование Au руд происходило в три этапа и в значительной степени было оторвано от первичного отложения железорудных толщ гимольской серии и позднелопийских интрузивных комплексов – силлов коматиитового и риодацитового состава [4].

Для золоторудных проявлений и месторождений определены минеральный состав рудопоявлений, температурные режимы и последовательность формирования рудных минералов [5, 7, 9, 10, 11, 12].

Второй уровень формирования Au проявлений ассоциируется с P1-Mi гранитоидами с возрастом 2.65 млрд лет и контролируется субмеридиональными (СВ 15°) тектоническими структурами глубинного заложения. Для этого этапа характерны золото-кварцевый и золото-пирит-кварцевый типы оруденения (месторождение Таловейс с прогнозными ресурсами 2.5 т).

Третий, наиболее продуктивный, уровень формирования руд связан с селецкими микроклиновыми и рапаквивоподобными гранитами с возрастом 2.45 млрд лет и контролируется региональными секущими зонами СЗ 310° простираения.

Прогнозные ресурсы этого этапа Au рудопоявления Луупенсуо по категории P1 составляет 125 т, что соответствует крупному по запасам Au рудопоявлению. Размер зерен золота от 10 до 250 мкм. Золото высокопробное (786–950), самородное легкообогатимое, что предполагает использование традиционных как гравитационных, так и флотационных технологий переработки руд [5].

Четвертый уровень благороднометального оруденения не золоторудный контролируется кондопожским протерозойским этапом активизации. Для этого этапа характерен серебро-сульфид-кварцево-жильный тип оруденения контролируемый разломными зонами СВ 60°. Концентрация Ag достигает 1.5 г Ag. Гранитоидный магматизм для этого уровня отсутствует.

The Kostomuksha Ore Province, West Karelia, is of interest as a model area, where various genetic types of iron and gold deposits and occurrences are located and diamondiferous lamproites and kimberlites occur [5, 4].

A ring structure, about 500 km in diameter, composed of volcanic-sedimentary complexes interpreted as relics of the margin of a large mantle plume, has been revealed in the Karelian Craton of the Fennoscandian Shield, based on geological and geophysical studies supported by satellite images [3].

Geological and geophysical data show that mantle plumes are essential factors which control the Earth's thermochemical «machine». Their formation is traced from the external core-mantle boundary to the earth surface (secondary plumes – prominences). Geologically, the Kostomuksha Ore Field, made up of Late Archean 2.4–2.7 Ga volcanic-sedimentary rocks, adjoins the Early Archean Voknavolok Granulite Block uplifted by 20 km by a secondary plume along vertical zones [2]. The block is rimmed by a belt of arcuate and radial Precambrian long-lived fault zones, which provide pathways for the ascent of Precambrian magmatites.

Gold occurrences in the Kostomuksha Ore Province are located throughout the entire Kostomuksha Kostomuksha Ore Belt. They represent a promising type of gold deposits, namely a gold-sulphide-quartz type of greenstone belts associated with iron-cherty formations [13].

The earliest concentration of noble-metal mineralization (Au, Ag) is associated with pyrites of a rhyodacitic iron-cherty formation. Au concentration in silicified zones is as low as 0.05–0.1 g/t Au.

The subsequent levels of noble-metal (Au and Ag) mineralization are controlled by tectono-magmatic activation stages. They are represented by differently oriented long-lived, permanently renewed deep-focus fault zones responsible for the metallogeny of the region [4, 5].

The hydrothermal genesis of the ores, formed upon the regeneration and redeposition of the ore matter of host complexes, can be interpreted, based on the geological-structural and mineralogical-morphological characteristics of the gold occurrences in the Kostomuksha Ore Province. Au ore formation was split up into three stages, and was considerably separated from primary iron ore deposition.

The mineral composition, temperature regimes and order of formation of ore minerals have been determined for the gold occurrences and deposits [9 and 11].

A second level of formation of Au occurrences is associated with 2.65 Ga granitoids and is controlled by near-N-S-trending (150NE) tectonic structures which formed at depth. Gold-quartz and gold-pyrite-quartz types are characteristic of this stage.

A third, most productive, ore formation level is associated with 2.45 Ga Seletsk microcline and rapakivi-like granites and is controlled by regional cross-cutting zones which strike at 3100 NW.

The predicted P1 gold resources at this stage of the Luupensuo gold occurrence are estimated at 125 t. Gold grains vary in size from 10 to 250 μm . As it is high-grade (786–950), native, readily dressable gold, conventional gravity and flotation ore processing technologies can be used.

A fourth noble-metal mineralization level of noble is not a gold one, and is controlled by the Kondopoga (Proterozoic) activation stage. A silver-sulphide-quartz vein type of mineralization, controlled by fault zones which dip at 600 NE, are characteristic of this stage. Ag concentration is as high as 1.5 g/t and Au concentration is 0.04 g/t. There is no granitoid magmatism at this level.

Литература

1. Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука, 2010. 606 с.
2. Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦРАН, 2001. 194 с.
3. Горьковец В.Я. Модель железнаношения в раннем докембрии восточной части Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1993. С. 11–28.
4. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Геология и рудоносность геологических формаций Костомукшского рудного района // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. Ред. Д.В. Рундквист. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 95–109.
5. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Минералогия северо-западной зоны Фенно-Карельского кратона // Минералогия докембрия. Петрозаводск, 2009. С. 63–65.
6. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Рудопоявление золота Луупенсуо (Костомукшский рудный район) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2009. № 12. С. 48–59.
7. Горьковец В.Я., Максимович Л.А., Раевская М.Б. Костомукша – комплексный рудный объект Республики Карелия // горный журнал. 2012, 9/1. С. 19–23.
8. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Диаметр и время формирования головы плюма на подошве «тугоплавкого» слоя в литосфере // Доклады Академии наук. 2006. Т.406. № 1. С. 99–103.
9. Кулешевич Л.В., Васюкова О.В. Условия формирования золоторудного месторождения Таловейс в докембрии Карелии // ДАН. 2005. Т. 403. № 6. С. 848–851.
10. Кулешевич Л.В., Васюкова О.В., Фурман В.Н. Минералогия и условия формирования золоторудных проявлений Костомукшской структуры по данным газовой-жидких включений // Записки РМО. 2005. № 5. С. 19–31.
11. Кулешевич Л.В., Горьковец В.Я. Минералогия Южно-Костомукшского золоторудного проявления в докембрии // Записки РМО. 2007. № 6. С. 49–64.
12. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н. Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия) // геология рудных мест. 2009. № 1. С. 58–76.
13. Сафронов Ю.Г., Волков А.В., Горьковец В.Я., Митрофанов Г.Л., Серовкин И.Б. Золоторудный потенциал территории России и перспективы поисков крупных Золоторудных месторождений // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Стратигические виды рудного сырья М.: ИГЕМ РАН. 2006. Т. 2. С. 241–260.
14. Lukkonen E. Late Archean and Early Proterozoic structural evolution in the Kuhmo – Suomussalmi terrain, eastern Finland. Turku. 1992. 113 p.
15. Mutanen T., Huhma H. The 3,5 Ga Siurua thronemite gneiss in the Archean Pudasjarvi Granulite Delt, northern Finland // Dulleten of the Geolical of Finland.2003. Vol. 75. P. 51–68

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РОССЫПНЫХ ЗОЛОТИН И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ВЫЯВЛЕНИИ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ НА ТЕРРИТОРИИ КАРАЧАЕВО-ЧЕРКЕССИИ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Докучаев А.Я., Борисовский С.Е.

ИГЕМ РАН, Москва, gurbanov@igem.ru

GEOCHEMICAL AND MORPHOLOGICAL CHARACTERISTICS OF PLACER GOLD GRAINS AND THEIR IMPLICATION FOR LOCATING BEDROCK SOURCES IN KARACHAEVO-CHERKESIA, NORTHERN CAUCASUS

Gurbanov A.G., Gazeev V.M., Dokuchaev A.Ya., Borisovsky S.E.

IGEM RAS, Moscow, gurbanov@igem.ru

Изучены типоморфные особенности самородного золота из золотоносных россыпей, развитых в Карачаево-Черкессии. Золотины отобраны из шлиховых проб, отмытых в русловых отложениях реки Чилик (приток в верховьях р. Большой Зеленчук). На всем протяжении она дренирует палеозойский разрез структурно-формационной зоны (СФЗ) Передового хребта (карбон, пермь и частично девон). Вторая серия проб отобрана из аллювия в истоках р. Подкумок (левый приток р. Кумы), дренирующей нижне-среднеюрскую вулканогенно-осадочную толщу с лавами, силлами и эксплозивными брекчиями маринского вулcano-плутонического комплекса (Лабино-Малкинская СФЗ). Здесь известно эпitherмальное проявление золота – Ковалевский участок.

Микрозондовый анализ золотин и их электронно-микроскопическое изучение проводились на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 фирмы JEOL в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе на цилиндре Фарадея 20 нА, диаметре зонда 1–2 мкм. Время экспозиции на основные элементы составило 10 секунд, на примесные – 20–40 секунд. Для обеспечения электропроводимости шашки на основе эпоксидной смолы с запрессованными в них золоти́нами (по возможности, плоские поверхности золотин располагались в шашках горизонтально) напылялись тонким слоем углерода. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF-коррекции с использованием программы фирмы JEOL. В качестве стандартов на основные элементы использовались соединения, близкие по составу к исследуемым фазам: Au; AgSbS₂; Cu; HgS; CuFeS₂. Пределы обнаружения элементов (1 σ) Au = 0.15, Ag = 0.02, Cu = 0.04, Hg = 0.05, Fe = 0.03. Результаты микрозондового изучения золотин из шлиховых проб приведены в табл. и на рис.

Состав золотин из аллювиальных россыпей Карачаево-Черкессии (Северный Кавказ)

Спектр. №	Au	Ag	Cu	Hg	Fe	Bi	Сумма
р. Чилик, Карачаево-Черкессия, палеозой, СФЗ Передового хребта							
8	93.31	5.99	0.15	0.38	н.о	0.00	99.83
9	93.66	5.64	0.38	0.44	н.о	0.00	100.12
10	92.54	5.87	0.20	0.45	н.о	0.00	99.06
11	93.31	5.38	0.29	0.13	н.о	0.00	99.11
12	93.62	5.14	0.43	0.31	н.о	0.24	99.74
13	93.51	5.00	0.68	0.22	н.о	0.00	99.41
14	94.08	4.90	0.54	0.28	н.о	0.15	99.95
15	93.74	5.82	0.32	0.38	н.о	0.00	100.26
16	93.56	5.08	1.23	0.30	н.о	0.00	100.17
17	93.71	5.09	1.04	0.35	н.о	0.00	100.19
18	93.62	5.01	0.67	0.30	н.о	0.00	99.60
19	93.38	5.10	1.50	0.39	н.о	0.00	100.37
20	92.54	4.88	1.32	0.27	н.о	0.00	99.01
21	94.32	5.75	0.21	0.20	н.о	0.00	100.48
22	94.02	5.10	1.38	0.45	н.о	0.00	100.95
23	93.60	5.58	0.50	0.50	н.о	0.00	100.18
25	93.27	5.18	1.24	0.58	н.о	0.00	100.23

Продолжение табл.

Спектр. №	Au	Ag	Cu	Hg	Fe	Bi	Сумма
26	93.05	4.88	0.80	0.41	н.о	0.00	99.14
27	93.22	5.16	0.63	0.22	н.о	0.00	99.23
28	93.00	5.78	0.21	0.35	н.о	0.14	99.48
Среднее	93.37	5.33	0.66	0.34	н.о	0.02	99.74
р. Подкумок, Карачаево-Черкессия, нижняя-средняя юра, Бечасынская СФЗ							
29	66.92	31.39	0.02	0.00	0.00	н.о	98.33
30	90.51	4.47	0.00	0.00	0.00	н.о	94.97
31	42.14	57.01	0.00	1.25	0.01	н.о	100.40
32	42.85	55.45	0.00	1.25	0.00	н.о	99.55
33	66.73	32.85	0.00	0.00	0.00	н.о	99.59
36	64.27	35.36	0.00	0.00	0.00	н.о	99.63
37	65.86	33.18	0.01	0.00	0.00	н.о	99.04
38	52.54	48.02	0.00	0.00	0.04	н.о	100.60
39	61.85	37.56	0.00	0.00	0.01	н.о	99.41
40	63.97	34.17	0.01	0.00	0.00	н.о	98.15
41	53.78	46.83	0.00	0.00	0.00	н.о	100.62
42	50.62	48.70	0.00	0.00	0.03	н.о	99.35
46	37.80	62.37	0.01	1.64	0.00	н.о	101.82
47	61.83	37.63	0.00	0.00	0.02	н.о	99.47
48	39.05	61.05	0.00	1.43	0.00	н.о	100.53
51	71.44	28.30	0.00	0.00	0.04	н.о	99.77
53	72.75	27.96	0.01	0.00	0.03	н.о	100.74
55	56.93	44.26	0.04	0.00	0.02	н.о	101.24
56	57.18	42.56	0.01	0.00	0.04	н.о	99.80
57	56.65	43.53	0.00	0.00	0.02	н.о	100.20
59	58.79	40.83	0.01	0.00	0.00	н.о	99.63
60	72.48	26.50	0.00	0.00	0.00	н.о	98.98
61	73.16	26.45	0.00	0.00	0.01	н.о	99.62
Среднее	62.57	36.52	–	0.17	0.01	–	99.26

Установлено, что золотины отличаются по размеру, форме, внутренней структуре, пробности и составу микропримесей. Наиболее существенные отличия характерны для золотин из аллювия верховьев р. Подкумок (Ковалевский участок), в области развития ниже-среднеюрского вулканоплутонического маринского комплекса. Они представлены зернами с мозаичной (блочной) и зональной структурами, состоящими из нескольких (от 2 до 4) фаз разного состава. Средний состав соответствует электруму с пробностью 620 (содержание Au – 62,57%, Ag – 36,52%). Золотины, ассоциированные с разрезами пермо-триасовых и миоценовых отложений, представлены высокопробным (>900) золотом, что возможно, обусловлено их длительным нахождением в гипергенных условиях.

Проведенные пилотные исследования составов и внутренних структур самородного золота из россыпей Карачаево-Черкессии показали, что золотины несут в себе информацию о коренных источниках золота. Следовательно, их «генетическую память» можно использовать при поисковых работах по обнаружению коренных источников сноса.

Работа выполнена по базовой теме лаборатории Петрографии ИГЕМ РАН.

Внутренняя структура золотин шлиховых проб из русловых отложений р. Чилик и из аллювиальных отложений р. Подкумок (изображения в обратно-отраженных электронах).

Примечание. Номера точек на снимках соответствуют номерам спектров в Таблице. Фото 1 и 2 – фрагменты золотины из русловых отложений р. Чилик. Фото 2–10 – золотины из аллювия в верховьях р. Подкумок. Фото 3, 4, 5, 7, 9 – золотины мозаичного (блочного) строения, которые содержат 2–4 фазы золота (электрума) разной пробности. Фото 6 и 9 – зональные золотины.

Фото 1

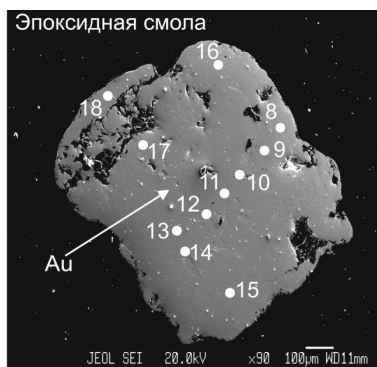


Фото 2

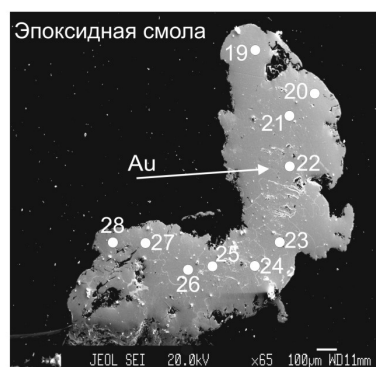


Фото 3

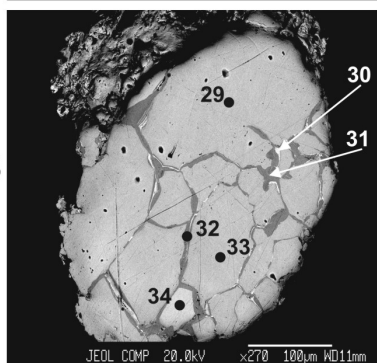


Фото 4

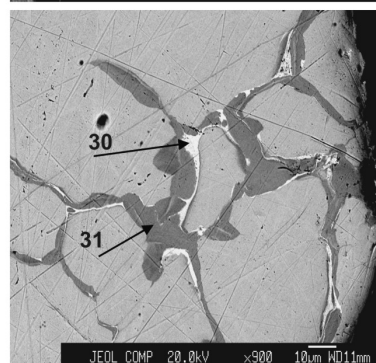


Фото 5

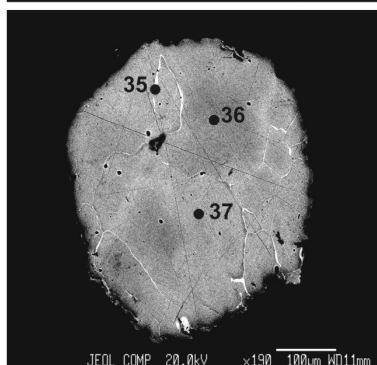


Фото 6

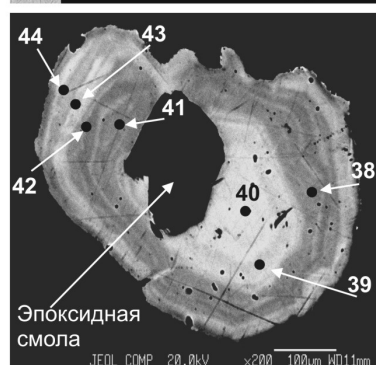


Фото 7

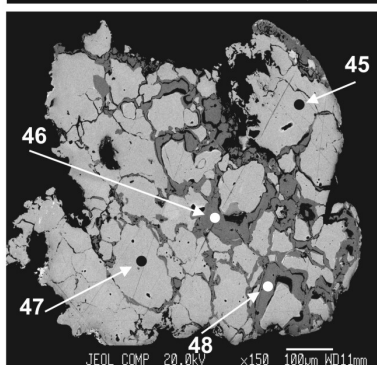


Фото 8



Фото 9

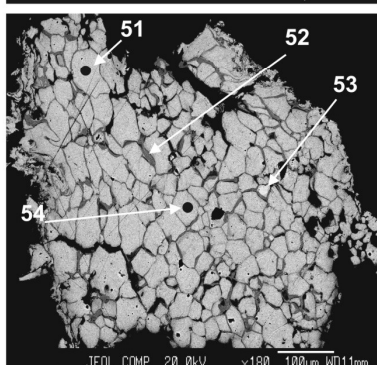
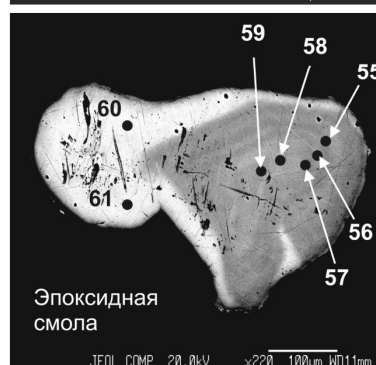


Фото 10



The typomorphic features of the nugget gold from the gold-bearing alluvial placers at the Karachaevo-Cherkessiya area have been investigated.

It was found that the gold flakes are distinguished by size, forms, inner structures, carats of gold and composition of the micro-admixtures. The most essential differences are characteristic for the gold flakes from alluvial deposits of Upper Podkumok valley (Kovalevsky district) of the area of Low-Middle Jurassic Marinsky volcano-plutonic complex distribution. They are presented by grains with mosaic (block) and zonal structures, consists of several (from 2 up to 4) phases of different composition. The average composition are correspond to electrum with carats 620 (contents of gold 62,57%, Ag – 36,52%). The gold flakes which are associated with sections of Permo-Triassic and Miocene deposits are presented by high-carat (> 900) gold, that, possible, was due to by a long period of their presence at hypergene conditions.

КОСТОМУКШСКАЯ СТРУКТУРА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОВ И СВЯЗЬ С НИМИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Дмитриева А.В., Кулешевич Л.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, dmitrievaa-v@yandex.ru, kuleshev@krc.karelia.ru

KOSTOMUKSHA STRUCTURE: GEOCHEMICAL TYPES OF GRANITES AND THEIR ASSOCIATION WITH GOLD MINERALIZATION

Dmitrieva A.V. & Kuleshevich L.V.

IG KarRC RAS, Petrozavodsk, dmitrievaa-v@yandex.ru, kuleshev@krc.karelia.ru

Архейская Костомукшская зеленокаменная структура представлена породами базальт-коматиитовой, риолит-дацитов и осадочной ассоциаций, возраст которых 2,84–2,7 млрд лет. Граниты в обрамлении структуры рассматриваются, либо как фундамент супракrustальных толщ, либо как синтетонические, синхронные с вулканизмом интрузии. Зеленокаменные толщ прорываются более поздними разновозрастными гранитами – массивами Восточный, Ниемиярвинский, Шурловаарский и комплекса Таловейс. С целью установления их рудно-геохимической специализации авторами в пределах Костомукшской структуры изучались гранитоиды выше перечисленных массивов и гранито-гнейсы западного обрамления. Как показывают петрохимические и дискриминационные диаграммы (рис. 1, 2), все выделяемые типы гранитов отличаются и сформировались в разных условиях.

Гранито-гнейсы западного обрамления были отнесены к ТТГ-серии. Однако по спектру распределения REE они отличаются от средних значений ТТГ-гранитоидов более низкими содержаниями редких земель (37,9 ppm), Rb, Ba, Th и Nb (рис. 3).

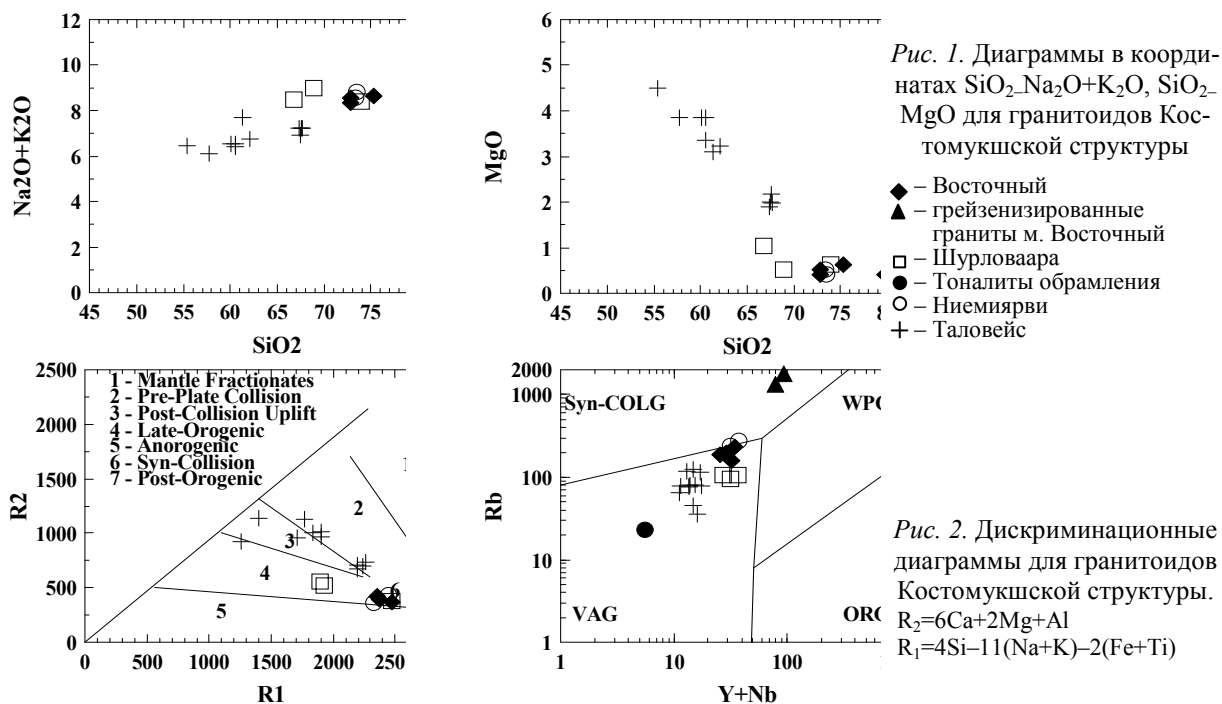
Гранитоиды **комплекса Таловейс**, прорывающие базальты и коматииты центральной части Костомукшской структуры, представлены диоритами–кварцевыми диоритами (2,72 млрд лет). Комплекс объединяет массивы Факторный, Центральный, порфиновые дайки участков Таловейс и Берендей, с которыми связано золотое оруденение. Диориты и кварцевые диориты первой фазы комплекса (SiO₂ 55,34–61,32 %, табл. 1, рис. 1) имеют нормальную щелочность 6,09–6,96 %, K₂O/Na₂O 0,36–0,59. Они близки по геохимии к санукитоидной серии, выделяются повышенной mg# 0,52–0,56, содержаниями Cr 48,8–117,2 ppm, Ni 18,2–39, ΣREE 181–206, Rb 35,8–116, Ba 810–1575 и Sr 495–950. Гранит-порфиры второй фазы содержат SiO₂ 67,38–67,61 %, сумму щелочей 7,08–7,23 %, K₂O/Na₂O 0,6–0,84, mg# 0,52–0,59, ΣREE 152, Cr 26,6–78 ppm, Ni 12–24, Rb 65,3–125,1, Ba 253–1182, Sr 327–605 ppm. Золоторудная минерализация ассоциирует с гранит-порфирами штока Центральный (месторождение Таловейс), кварцевыми диоритами штока Факторный (проявление Факторный) и дайками (Берендей) с многочисленными золото-пирит-кварцевыми прожилками штокверка. С диоритами и гранит-порфирами массива Центрального связано несколько типов рудной минерализации [1]. В породах 1-ой фазы установлены: 1 – пиритовая и шеелит-пиритовая вкрапленность и 2 – вкрапленно-прожилковая арсениопиритовая минерализация (почти не содержат Au, либо малозолотоносные). С пиритом

или арсенопиритом иногда встречаются Ag-Pb-Bi-S-сульфосоли. Рудная минерализация в диоритах (1-ый и 2ой тип руд) контрастно выделяются высокими концентрациями W (86,9 ppm) или As (133) и повышенными Bi (276), Sb (1,63–3,77), Ag (67,4) и Te (33,08). К породам 2-ой фазы приурочены прожилковые руды штокверка и Главная золото-кварцевая малосульфидная жила, которые относятся к наиболее продуктивным типам руд.

Средние содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов в гранитоидах Костомукшской структуры

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10*	11	12*	13	14*
SiO ₂ вес. %		69.88		72.8	72.86	75.26	70.76	73.44	57.70	55.34	61.32	60.31	67.61	67.38
TiO ₂		0.35		0.2	0.2	0.05	0.29	0.19	0.58	0.74	0.47	0.56	0.34	0.35
Al ₂ O ₃		14.47		13.52	14.05	13.1	14.77	13.67	16.56	17.41	15.63	15.92	14.57	15.05
FeO		1.19		0.63	0.86	0.32	0.56	0.96	1.96	3.68	1.35	2.27	0.89	1.47
Fe ₂ O ₃		1.96		1.36	1.08	0.43	1.58	0.65	4.53	4.1	3.89	3.54	1.93	2.03
MnO		0.03		0.037	0.033	0.009	0.042	0.02	0.11	0.10	0.08	0.09	0.06	0.06
MgO		0.73		0.41	0.52	0.62	0.42	0.47	3.84	4.50	3.39	3.61	2.07	1.95
CaO		1.52		1.3	0.89	0.74	2.02	0.98	5.7	5.37	4.61	4.60	3.04	2.81
Na ₂ O		3.71		3.5	3.88	4.08	3.67	3.53	3.83	4.53	5.10	4.47	3.93	4.43
K ₂ O		4.91		5.08	4.46	4.56	4.88	5.14	2.26	1.94	1.86	2.08	3.3	2.65
P ₂ O ₅		0.19		0.14	0.16	0.03	0.22	0.09	0.31	0.09	0.25	0.23	0.16	0.17
Сумма		99.74		99.6	99.96	99.74	99.65	99.82	99.7	99.82	99.83	99.64	99.59	99.84
Rb ppm	23.14	101.84	199.40	1559.89	230.78	158.78	186.24	256.78	77.3		76.05		121.0	
Ba	410.77	2783.85	948.64	403.4	538.14	14.27	1013.09	670.67	1575		1149.4		1324.2	
Nb	2.91	11.00	15.24	82.28	18.14	27.49	12.39	19.39	3.65		4.39		5.72	
Sr	270.28	533.74	296.18	1.915	177.42	20.44	299.83	71.69	950.21		802.62		609.52	
Zr	48.94	224.25	139.90	27.53	116.12	45.05	158.73	196.28	189.46		141.74		159.51	
Y	2.61	20.96	13.72	4.54	16.48	4.89	13.11	15.31	13.74		11.73		8.28	
Th	1.71	29.49	21.56	7.02	23.77	15.85	15.85	36.57	10.29		9.86		14.74	
Ni	17.41	14.19	9.06	17.14	12.87	27.20	13.21	8.65	24.87		31.32		22.34	
Cr	29.63	47.30	45.33	24.58	37.42	73.90	32.33	34.80	48.76		76.70		75.62	
V	202.48	389.33	325.68	263.19	328.31	183.29	255.5	145.16	149.76		120.58		60.13	
La	9.97	229.30	46.00	37.33	37.56	1.02	61.92	49.72	45.87		38.90		35.54	
Ce	16.17	371.36	108.20	66.65	60.40	3.05	128.57	85.52	86.5		79.29		67.61	
Pr	1.90	39.60	10.57	6.745	8.53	0.51	13.72	9.94	9.57		8.82		7.33	
Nd	6.16	122.01	34.63	21.45	28.75	2.18	45.62	31.48	42.15		35.64		28.32	
Sm	1.17	17.86	6.46	2.79	5.31	0.84	7.98	5.05	6.71		5.74		4.44	
Eu	0.43	2.89	1.15	0.27	0.83	0.15	1.36	0.51	1.88		1.46		1.14	
Gd	1.03	17.49	6.02	2.82	4.93	0.80	7.38	4.82	5.92		4.79		3.69	
Tb	0.11	1.36	0.62	0.22	0.53	0.16	0.69	0.54	0.56		0.48		0.35	
Dy	0.47	4.79	2.92	0.73	2.63	1.00	2.66	2.87	2.89		2.36		1.62	
Ho	0.10	0.72	0.47	0.14	0.43	0.23	0.45	0.53	0.48		0.42		0.29	
Er	0.36	1.93	1.42	0.51	1.45	0.78	1.27	1.65	1.57		1.26		0.87	
Tm	0.04	0.24	0.20	0.14	0.22	0.13	0.15	0.25	0.18		0.16		0.11	
Yb	0.40	1.93	1.71	0.47	1.92	1.18	1.56	2.22	1.35		1.34		1.03	
Lu	0.03	0.17	0.17	0.05	0.26	0.14	0.14	0.24	0.18		0.16		0.11	
ΣREE	37.87	811.65	220.52	140.31	153.75	12.18	273.48	195.31	205.81		180.83		152.48	
alk		8.62		8.58	8.34	8.64	8.55	8.67	6.09	6.47	6.96	6.55	7.23	7.08
K ₂ O/Na ₂ O		1.32		1.45	1.15	1.12	1.33	1.46	0.59	0.43	0.36	0.47	0.84	0.60
mg#		0.31		0.28	0.34	0.61	0.28	0.35	0.53	0.52	0.56	0.54	0.59	0.52
A/CNK		1.43		1.37	1.52	1.40	1.40	1.42	1.40	1.47	1.35	1.43	1.42	1.52
n	1	3	1	2	1	1	1	2	1	14	3	46	2	31

Примечание. 1 – ТТГ-гранитоиды западного обрамления. Массивы: 2 – Шурловаарский; 3–7 – Восточный (3 – граниты, 4 – грейзенизированные граниты, 5 – граниты, 6 – аплиты, 7 – тоналиты); 8 – Ниемиярви, 9–14 – комплекс Таловейс (9–10 – диориты, 11–12 – кварцевые диориты, 13–14 – гранит-порфиры, * – данные КГЭ).



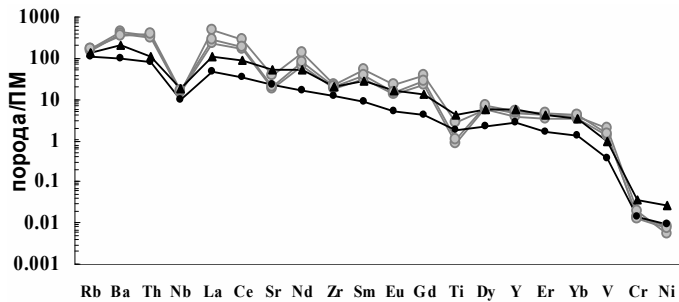
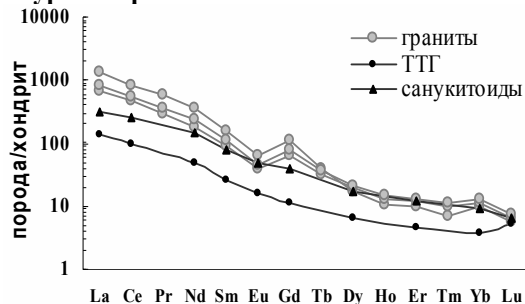
Массив Восточный (г. Таловейс) в юго-восточном обрамлении структуры, представлен серо-розовыми гранитами и тоналитами, сечется мелкозернистыми аплитами и пегматитами. В северо-восточной части интрузива породы грейзенизированы. В **гранитах** и **тоналитах** массива содержание SiO_2 72,86–70,76 %, сумма щелочей 8,34–8,88 %, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 1,15–1,33, $\text{mg}\#$ 0,27–0,34, ΣREE 154–273 ppm. Спектр распределения редких земель дифференцирован, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 14,0–28,4, отмечается наличие отрицательной Eu-аномалии (0,49–0,56). Концентрации Rb 186–231 ppm, Ba 538–1013, Sr 177–300, Zr 116–159, Li 35–42, Mn 250–330. Содержания Co низкие – 3,2–4,4 ppm, Zn 57–60 ppm, Y 14–16, Nb 12–18, Th 21–24 и U 4–6 ppm. **Аплиты** содержат SiO_2 75,26 %, сумма щелочей 8,64, $\text{mg}\#$ 0,61, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 1,12, ΣREE 12,2 ppm, Ba 14,27, Sr и Zr низкое (20 и 45 ppm, соответственно). Спектр распределения редких земель близок к прямолинейному с незначительным обогащением HREE, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 0,62, Eu аномалия отрицательная, Yb – положительная. Аплиты отличаются более высокими содержаниями Mo 56,97 ppm и U 34. **Грейзенизированные граниты** содержат ΣREE 107–174 ppm, выделяются отрицательной Eu-аномалией (0,24–0,37), имеют низкие значения HREE (кроме Tm), Sr 1,2–2,62 ppm, Y 2,8–6,3, Zr 15,4–40 и высокие Li 737–977 ppm, Rb 1323–1797, Mn 3595–3888, Zn 680–819 и Tl 2071–4005 ppm, повышается содержание Bi. Могут рассматриваться как редкометалльные.

Массив Ниемиярви расположен в южной части структуры. Содержание SiO_2 в гранитах 73,4 %, сумма щелочей 8,5–8,8 %, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 1,3–1,6, $\text{mg}\#$ 0,34–0,38, ΣREE 151–238 ppm. Они обогащены LREE и деплетированы HREE (рис. 3), аномалии Eu – отрицательная (0,29–0,35) и Yb – положительная, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 11–21. Содержание Ba в породах 639–702 ppm, Rb 240–273, Zr 160–233, Li 33–43, Nb 18–20, Th 34–39.

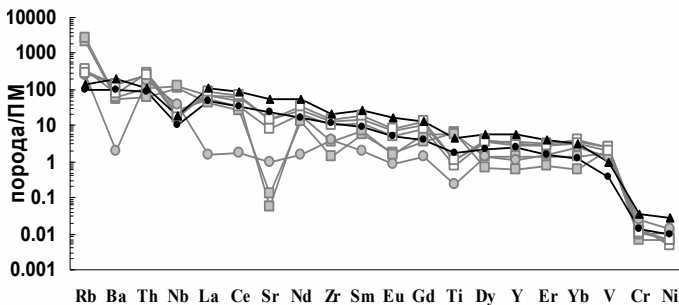
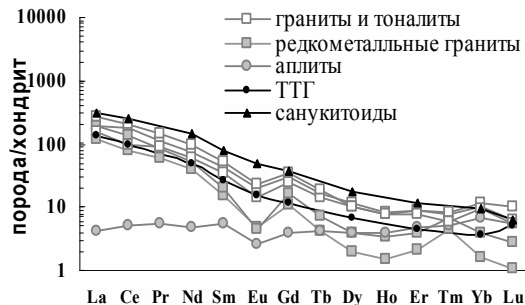
Шурловаарский массив расположен в северной части структуры. Для гранитов (SiO_2 66,74–73,94 %) характерно повышенное содержание щелочей 8,4–8,97 %, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 1,24–1,41, $\text{mg}\#$ 0,26–0,33, Sr 384–787 ppm, Zr 199–244, и Th 26–33. Породы отличаются наиболее высоким содержанием ΣREE 560–1100 ppm и Ba 2531–3158 ppm (рис. 3), $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 60–135, аномалия Eu -отрицательная (0,47–0,52), Yb – положительная. Концентрации Rb 95–106 ppm, V 349–441, As 287–384, Se 18–27, Nb 10–12 ppm. Массив имеет Ba-Sr-REE геохимическую специализацию.

Гранитоиды Костомукшской структуры различаются по химическому составу, щелочности, содержанию REE, LIL, FFS и некоторых транзитных элементов. Диориты и гранит-порфиры комплекса Таловейс имеют специализацию на Au, W, As, Zn, Cd, Ag, Bi, Te, грейзенизированные граниты массива Восточный и их аплиты – редкометалльную (Li, Rb, Mn, Nb, Cs, Tl), а также Mo, Bi. Шурловаарский массив – Ba-Sr-REE.

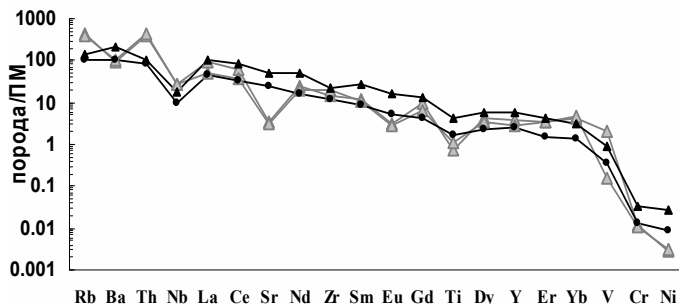
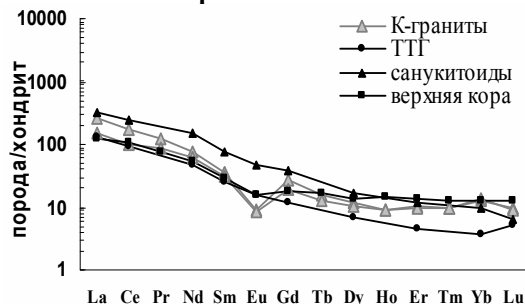
Шурловаарский массив



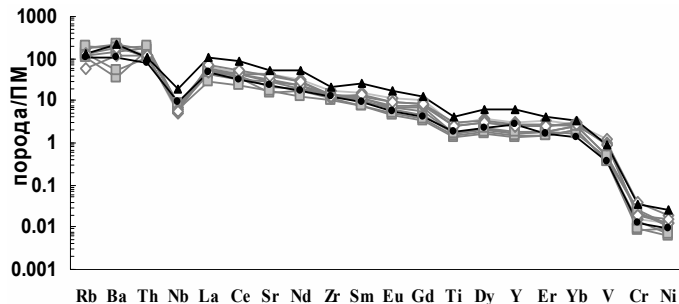
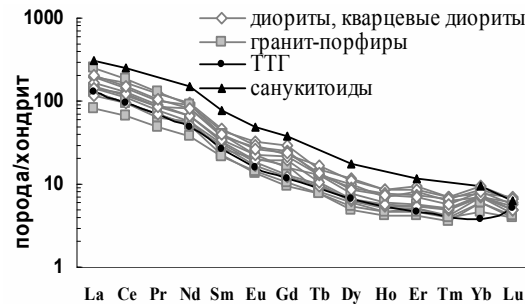
Массив Восточный



Массив Ниемиярви



Комплекс Таловейс



Тоналиты обрамления

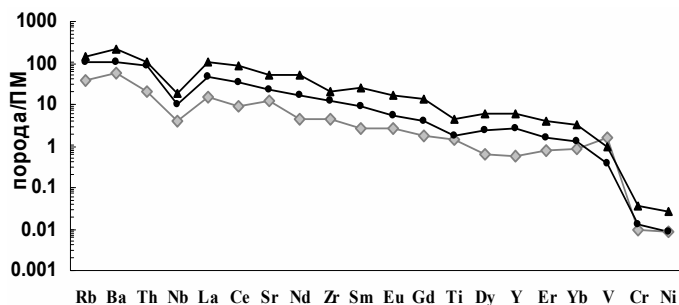
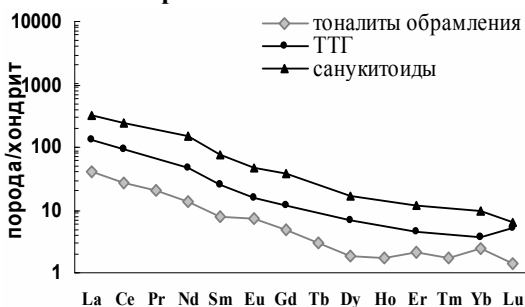


Рис. 3. Спектры распределения редкоземельных элементов и мультиэлементные диаграммы для гранитоидов Костомукшской структуры. Данные нормированы по хондриту и примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), составы санукитоидов и ТТГ, по (Martin, 2010).

The supracrustal rocks of the Kostomuksha structure are cut by various granitoid complexes which differ in chemical composition and REE, LIL, HFS and some transitory element concentrations. Diorites and granite porphyries from the Taloveis complex are specialized for Au, W, As, Zn, Cd, Ag, Bi and Te; the Au-S-quartz mineralization of the Taloveis deposit is associated with them. Greysenized granites of the Vostochny massif and their aplites contain elevated rare metal (Li, Rb, Mn, Nb, Cs, Tl, Mo and Bi) concentrations; The Kurgelampi and Vostochnoye Au-Bi-bearing Mo occurrences were formed in their halo. The Shurlovaara massif shows distinctive Ba-Sr-REE geochemical specialization.

Литература

1. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н. Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 1. С. 58–76.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ХАУТАВААРО-ВЕДЛОЗЕРСКОЙ ПЛОЩАДИ (КАРЕЛИЯ)

Дмитриева А.В., Кулешевич Л.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru; dmitrievaa-v@yandex.ru

GOLD OCCURRENCES OF THE HAUTAVAARA-VEDLOZERO PROSPECT, KARELIA

Dmitrieva A.V. & Kuleshevich L.V.

IG KarRC RAS, Petrozavodsk, kuleshev@krc.karelia.ru; dmitrievaa-v@yandex.ru

Хаутавааро-Ведлозерская площадь занимает южную часть Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (ЗП). Геологическое строение, магматизм и оруденение этого ЗП подробно рассмотрены в работах С.И. Рыбакова, В.И. Робонена, А.И. Световой, производственных отчетах В.В. Сиваева, А.Ф. Горошко и др. Геодинамика развития продемонстрирована в более поздних статьях С.А. Светова. Формирование структуры завершилось внедрением Хаутаваарского субщелочного массива. Метаморфизм окружающих пород отвечает амфиболитовой фации.

Интрузивный магматизм представлен базит-гипербазитовым хюрсельским и виетукалампинским комплексами. Прорывающие зеленокаменные толщи гранитоиды представлены шуйским комплексом ТТГ (>2,85 млрд л.), Чалкинским (2,745) и Хаутаваарским (~2,7–2,68) массивами монцитов–монцодиоритов–сиенитов–субщелочных гранитов, лейкогранитами и пегматитами комплекса Виртаоя и более поздними рифейскими массивами гранитов рапакиви (PR2, 1,57–1,5 млрд л.) в южной части площади.

Хаутаваарский массив (рис. 1) имеет овальную штокообразную форму и размер 6×2,5 км. Кровля массива погружается на запад под углом 30–45°. В СЗ его части во вмещающих толщах и ранних габброидах развито множество секущих даек, жил и щелочные метасоматиты, в эндоконтактовой прикровельной части встречаются измененные ксенолиты вмещающих пород. СВ контакт массива почти вертикальный. Породы массива дифференцированы. В монцонитах и субщелочных кварцевых диоритах они содержат SiO₂ от 53,3 до 66,7 %, в сиенитах и субщелочных гранитах – 69,57–71,29 %, сумма щелочей увеличивается от 6,59 % до 10,66 %. Массив характеризуется содержанием REE 215–792 ppm, Th 7–45, Ba 863–1751, Sr 207–1208 ppm, выделяется по аномальным концентрациям Mo (186 ppm в рудной зоне, 1–4,4 в породах), Cu, Bi, Te, Pb, Ag. К массиву и его ореолу приурочена видимая молибденитовая и золото-сульфидная минерализация.

Полезные ископаемые Хаутаваарско-Ведлозерской площади представлены известными на настоящий момент рудными объектами колчеданных и сульфидно-медно-никелевых руд (Хаутаваарское колчеданное и никелевое), проявлениями полиметаллов (Корбозеро), редких металлов, титаномагнетитовых руд (Виетукалампи), ЭПГ и Au, выявленных в ходе геологических работ КГЭ, ИГ КарНЦ РАН [1–3]. Данные по содержанию благородных металлов сведены в таблицу 1. В настоящий момент поисковые работы на площади продолжает вести компания «Онего-Золото».

Эндогенная золоторудная минерализация представлена следующими типами: 1 – Au-S, Au-S-As в шир-зонах, сопровождающихся метаморфогенно-метасоматическим преобразованием пород (п-я Коруд, С-51ЮК, Новые Пески, Ведлозеро); 2 – золото-кварцевыми жилами, связанными с формированием Хаутаваарского массива и в его ореоле (Ц.-Хаутаваарское); 3 – Au-S минерализацией на контакте с кислыми порфировыми дайками, в т.ч., в базит-ультрабазитовых массивах Виетуккалампи и Хюрсюля; 4 – золотосодержащими колчеданными рудами (полисульфидными) в вулканогенно-осадочных комплексах; 5 – Au-Ag-полиметаллической минерализацией, наложенной на лопийские толщи в ореоле гранитов-рапакиви (в скарнах и пропилитах южной части структуры).

Таблица 1

**Содержание благородных металлов в породах и рудах некоторых проявлений
Хаутавааро-Ведлозерской площади**

Участок	Порода и рудная минерализация (№ образца)	N	Содержание (г/т)			
			Pt	Pd	Rh	Au
Виетуккалампи	Габбро магнетит-содержащие (обн. 975/1, 977-6) и мелкозернистое краевой зоны (9941/6 и 9).	4	0,01–0,017	0,012–0,015		0,009–0,012
		2	0,016–0,020	0,006–0,007		0,001–0,002
	Вмещающая туфогенная толща среднего состава с бедной сульфидной вкрапленностью (1, 2, 3)*	6	0,02	0,02–0,03		0,02
	Габбро рудное с бедной вкрапленностью сульфидов (9946/1– 9951)	20	н-0,018	н-0,012	н	0,012– 0,11
	Габбро рудное с сульфидами до 1 % (9953/2, 9954, 9955)	6	н	н	н	0,07–0,55
	Габбро вблизи контакта с дайками дацитов, сульфид-содержащее (обн. 9958; 9958/3; 9958/4)	2	н	н	н	0,15–0,68
		2	н	н	н	0,091–0,3
	То же (9958/2)	2	н	0,013	н	3,5–3,9
Хюрсюля	Серицит-хлорит-кварцевые сланцы по туфам с небогатой сульфидной вкрапленностью (С-115)	5	0,72–0,96	0,79–1,1	0,062–0,13	0,0012– 0,1
		6	н	0,014–0,037	н	0,0048– 0,44
	Углеродсодержащие сланцы с сульфидной вкрапленностью (С-51/173; С-53)	10	0,011–0,014	0,014–0,015	н	0,001–0,024
	Серпентиниты по ультрабазитам с бедной сульфидной вкрапленностью (С-3)	2	0,0053–0,013	0,026–0,059	0,0011	0,0094– 0,45
	(С-29)	8	0,039–0,55	0,25–1,1	0,0013–0,04	0,0017–0,01
	(С-51)	4	н	н	н	н-0,0086
	Пироксенит с сульфидной вкрапленностью (С-4)	4	0,0053–0,11	0,012–5,0	0,01–0,02	0,061– 0,31
	Габбро эпидотизированное с сульфидами (С-53)	*				1–22 , ср. 8
	С-85, С-15ЮК и С-21ЮК					
Хаутаваара	Углеродсодержащие сланцы с бедной сульфидной вкрапленностью (С-121/21; 1224/10)	4	н	н-0,085	н	н-0,14
		2	0,019	0,06–0,064	н	н
	Туфы с бедной сульфидной вкрапленностью (С-154)	4	н	0,014–0,044	н	0,03– 0,24
	Пирротиновая руда (838/1–2)	4	н	н-0,018	н	н-0,06
	Магнетитовая руда (838; С-138/69)	2	н-0,012	н	н	н- 0,12
	Уч. Коматиитовый. Коматииты (1249/5) и их туфы с бедной сульфидной вкрапленностью (Р-426/6)	2	0,34–0,39	0,84–0,98	н	0,042–0,051
	Хлорит-тремолитовый сланец с сульфидами (С-154/20)	2	0,71–0,72	2,1	0,025–0,026	0,021–0,081
	Уч. Фукситовый. Фукситовые сланцы с бедной сульфидной вкрапленностью вблизи коматиитов	1	0,62	3,4	0,09	0, 12
	Метабазальты (сульфиды ед., С-154)	4	н	н	н	н
	Ультрабазиты с сульфидной вкрапленностью (С-154)	8	н- 0,486	0,029– 0,573	н-0,05	н-0,011
	Габбро с сульфидной вкрапленностью	2	0,195–0,292	0,402–0,479	0,04–0,047	0,008–0,01
	Габбро (С-161/57,1; С-128/217,6)	2	0,014– 0,17	0,012– 0,34	н	0,005– 0,11

Продолжение табл.

Хаутаваара	С-51ЮОК (275–284 м) и С-68ЮОК (298,7–304,2 м)					2–5,5
	Центрально-Хаутаваарское (К-160)	*				0,03–20
Нялмозеро	С-94Н (42–47; 112–114,2; 119–123 м); С-99Н (182,6–186,3 м)	*				0,3–3,9
Ведлозеро	С-15В	*				0,1–3
	Коруд	*				0,1–0,6
	Новые Пески	*				3,2–56,4

Примечание. Использованы данные КГЭ (*), В.Д. Слюсарева, М.М. Лаврова, С.И. Рыбакова, Л.В. Кулешевич, по [1–3]. Анализы выполнены в ЦНИГРИ, ИГ КарНЦ РАН. N – количество анализов, по [1].

Au-S-кварцево-жильное оруденение в эндоконтакте Хаутаваарского массива – *проявление Центральное Хаутаваарское*. С Хаутаваарским массивом связаны золото-кварцевое жильное оруденение и проявление молибдена (ср. Mo 0,032 %, P₃ 100 тыс. т, Au 0,03–20 г/т, P₂ 4,5 т; по данным работ В.В. Сиваева и А.Ф. Горошко, [2]). Золоторудная минерализация северного эндоконтакта (проявление Центральное-Хаутаваарское) приурочено к зоне брекчирования сиенитов, сопровождающейся «кварцевой пропиткой». Кварцевая жила имеет СВ–широтное простирание и крутое СЗ падение, длину 20 м и мощность до 0,3 м. На контактах кварцевых жил развит мусковит, эпидот, акцессорные минералы представлены монацитом, ксенотимом. Руды вкрапленные малосульфидные, количество пирита в них ~1 %, золото выделяется в виде чешуек размером 0,03–0,2 мм. Детальное изучение минерального состава рудной вкрапленности позволило установить молибденит, галенит, халькопирит, гессит, висмута-теллуриды, кобальтин, шеелит. Соответственно, элементами-индикаторами оруденения являются Mo, Pb, Ag, Bi, Te, As, W. Для пород Хаутаваарского массива и метасоматитов характерен высокий уровень концентраций Th, Ba, Sr и REE, обеспеченных присутствием монацита, TR-эпидота, торита, барита: эти элементы типичны для санукитоидов (пород субщелочных серий повышенной магнезиальности) и подчеркивают изменения в ореолах подобных массивов.

Таблица 2

Рудная минерализация проявления Южно-Хаутаваарское

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ag	41,53	10,76	61,99	56,51					
Au	58,47	89,24							
Te			38,01	43,49					
S					42,57	39,47	37,13	21,94	
Fe					57,43	29,66	9,21	8,76	
Cu						30,87	53,65		
Co								8,53	
Ni								15,45	
As								45,33	
Pb									73,46
Se									26,54
Обр. Ц-30	11–1	18–1	14–1	21–1	12–2	12–1	9–1	19–1	17–1

Примечание. 1 – электрум, 2 – золото. 3 – гессит Ag₂Te, 4 – штюцит Ag₅Te₃. 5 – пирротин. 6 – халькопирит. 7 – борнит. 8 – сульфид арсена ряда герсдорфит-кобальтин. 9 – клаусталит.

Проявление Южно-Хаутаваарское расположено в южном обрамлении Хаутаваарского массива монзонитов-сиенитов, приурочено к шир-зоне в амфиболитах. Перспективная площадь первоначально была выделена по вторичным литохимическим ореолам КГЭ, сейчас разведывается «Онего-Золото». Рудная минерализация на этом участке локализуется в зоне рассланцевания и изменения в амфиболитах по базальтам и габбро. Au-S-As рудная минерализация (халькопирит-пирротиновая) тонко-вкрапленная, полосчатая, золото тонкодисперсное, рассеянное. Нерудная ассоциация и изменения пород типичны для базальтов, метаморфизованных в эпидот-афиболитовой фации и представлены Са-роговой обманкой, альбитом, биотитом, эпидотом, кварцем, акцессорным цирконом. По сланцеватости образуются тонкие прожилки, состоящие из кварца и редких сульфидов. Из рудных минералов первым выделяется

ильменит (2–3 %), который образует линзовидные стяжения (1–2 мм), состоящие из более мелких вытянутых зерен-ламелл (размером 10–70 мкм). Сульфиды (в сумме 5–10 %) представлены преимущественно пирротинном, в меньшем количестве с ним встречается халькопирит (2 %), реже борнит (табл. 2). Сульфоарсениды (Ni, Fe, Co)AsS выделяются в форме хорошо ограненных мелких ромбических зерен. Пирротин и халькопирит образуют скопления, к ним тяготеет тонкодисперсное золото. Оно встречается на границе зерен сульфидов и выделяется после халькопирита. Золото содержит Ag от 10,76 % до 41,53 % (электрум). Минералы-спутники (зерна размером 1–15 мкм, в количестве ~0,5 %) представлены гесситом, штюцитом, реже герсдорфитом, галенитом, клаусталитом, сфалеритом, шеелитом. При окислении пирротин замещается марказитом с образованием концентрически зональных псевдоморфоз, борнит – халькозинном.

Заключение. Хаутавааро-Ведлозерская площадь относится к одной из перспективных зеленокаменных структур на золото. Золотое оруденение Хаутаваарской структуры связано преимущественно с массивами повышенной щелочности и магнезиальности (санукитоидами), тяготеет к зонам дробления в них. Эти зоны сопровождаются изменениями повышенной щелочности, эпидозитами, кварц-серицитовыми метасоматитами и окварцеванием. На разных стадиях эволюции гидротермальной системы золото сопровождается Mo, (\pm Cu), Pb, Ag, Bi, Te. К зонам метасоматического изменения тяготеют фосфаты и карбонаты REE, торит, барит, что, соответственно, находит отражение в геохимии. В южном ореоле Хаутаваарского массива к шир-зоне тяготеют Au-S и Au-S-As проявления. Их образованию предшествовали деформации, дислокационный метаморфизм в условиях амфиболитовой–эпидот-амфиболитовой фаций и формирование в шир-зон. Изменения в амфиболитах сопровождаются образованием новых генераций амфибола и граната, или эпидота, кварца, биотита, ильменита, акцессорного апатита, монацита, циркона, появлением сульфоарсенидов, пирротина, халькопирита, реже галенита, Ag-Te-фаз и тонкодисперсного золота. В геохимических ореолах появляются элементы Cu, As, (\pm Sb, Co, Ni), Pb, Ag, Te.

Gold occurrences of the Hautavaara-Vedlozero prospect, Karelia. A.V. Dmitrieva & L.V. Kuleshevich.

The Hautavaara-Vedlozero prospect is a promising greenstone structure in which various types of auriferous ores occur. The molybdenite and Au-S mineralization of Central Hautavaara is associated with the Hautavaara high-alkaline, Mg-rich massif identified as sanukitoids (Σ alk=6.73–10.66 %, mg=0.45–0.58, Σ REE 215–792 ppm, Ba 863–1751, Sr 207–1208). It is located at the endocontact of the massif, in shatter zones accompanied by epidotes, K-feldspathic and quartz-sericitic metasomatic rocks and silicification. REE phosphates, thorite and barite are also confined to alteration zones. Gold is accompanied by Mo, Cu, Pb, Ag, Bi and Te, giving rise molybdenite, galena, hessite, bismuth and bismutotellurides. Au-S and Au-S-As mineralization (South Hautavaara occurrence) is confined to shear zones in the massif halo. Ore mineralization is represented by pyrrhotite, chalcopyrite, sulphoarsenides, finely dispersed gold and Ag-Te-phases that provide the geochemical anomaly of Cu, As, (\pm Sb, Co, Ni), Pb, Ag and Te.

Литература

1. Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Благороднометалльная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2009. С. 12–25.
2. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск. 2005. 280 с.
3. Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Лавров М.М. Благороднометалльная минерализация в габброидном массиве района оз. Виетуккалампи (Хаутаваарская структура) // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск. 2007. С. 112–116.

**МЕЗОТЕРМАЛЬНОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ В ПОРОДАХ
АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ НОВЫЕ ПЕСКИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ),
ЕГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗМОЖНЫЕ АНАЛОГИ
НА БАЛТИЙСКОМ ШИТЕ**

Докучаев А.Я.¹, Носова А.А.¹, Тытык В.М.²

¹ИГЕМ РАН, Москва, alexandre-dokuchayev@yandex.ru

²ООО «Онего-Золото», Петрозаводск, tytyk.vladimir@yandex.ru

**NOVYE PESKI MESOTHERMAL GOLD DEPOSIT IN THE AMPHIBOLITE-FACIES ROCKS,
CENTRAL KARELIA: ITS MINERALOGICAL FEATURES AND POSSIBLE ANALOGUES
AT THE BALTIC SHIELD**

Dokuchaev A.Ya.¹, Nosova A.A.¹, Tytyk V.V.²

¹IGEM RAS, Moscow, alexandre-dokuchayev@yandex.ru

²SJC «Onego-Gold», Petrozavodsk, tytyk.vladimir@yandex.ru

Орогенные мезотермальные золоторудные месторождения образуются на различных уровнях земной коры и формируют непрерывный вертикальный ряд от приповерхностных, эпизональных (1–6 км, 1 кбар, 150–300°C) до глубинных, гипозональных (12–20 км, >5 кбар, 475–700°C) [5; и др.]. Последние обычно представлены мезотермальными золоторудными месторождениями в породах амфиболитовой, реже гранулитовой фаций метаморфизма.

Месторождение Новые Пески находится в Ю части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии и приурочено к небольшой Улялегской структуре-останцу, расположенной непосредственно к ЮВ от крупной Хаутаваарской структуры в западной полосе распространения пояса. Геологическое строение Улялегской структуры во многом аналогично Южной части Хаутаваарской структуры.

Ранее, золоторудное проявление Новые Пески относилось к типу золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой минерализации в сульфидизированных метасоматитах зон дробления; предполагалась возможная связь оруденения с гранитами рапакиви, учитывая его положение в экзоконтактовой части Улялегского массива и развитие здесь ороговикования и скарнирования.

Проведенные предварительные исследования месторождения Новые Пески позволяют предположить его принадлежность к мезотермальному оруденению золото-арсенопиритового типа в метавулканогенных породах, метаморфизованных в амфиболитовой фации. Основанием для такого вывода является состав окорудных метасоматитов (амфибол-ильменит-плагиоклаз±биотит±хлорит±апатит±диопсид±гранат), жил (кварц-кальцит) и рудной минерализации (пирротин, пирит, халькопирит, арсенопирит, золото), типичных для мезотермальных месторождений этого типа [8].

Рудная минерализация представлена несколькими ассоциациями Fe-Ti оксидных и сульфидных минералов. Наиболее ранней является магнетит-ильменитовая ассоциация в составе ильменит-гранат-кварц-амфиболовых метасоматитов, причем ильменит резко преобладает, а магнетит является реликтовым. Распространение этой минерализации подчинено сланцеватости. На данную ассоциацию, замещая ильменит, накладывается пирротин-халькопиритовая, иногда со сфалеритом, ассоциация; ее распределение имеет гнездово-полосчатый характер: главным образом она приурочена к ильменитовым гранобластовым агрегатам, развитым согласно общей линейной ориентировке минералов в ткани породы, однако отмечается и редкая мелкая рассеянная вкрапленность халькопирита и пирротина. В пирротине отмечаются редкие мелкие включения пентландита. Пирротин в значительной степени, иногда полностью, замещен марказитом и далее пиритом.

Наиболее поздней является пирит-арсенопиритовая с золотом ассоциация. Распределение этой минерализации вкраплено-гнездовое; она наложена как на ильменитовую и пирротин-халькопиритовую по «полосам» их развития, так и на силикатную часть породы. Арсенопирит образует выделения неправильной формы, а также кристаллы копьевидного и ромбического габитуса. Кристаллы арсенопирита имеют зональное строение: внутренние части представлены мышьяковистым арсенопиритом с содержанием As до 33.9–36.6 ат. %, а внешние зоны имеют арсенопиритовый со-

став с содержанием As 32.3–33.3 ат. %; «ядра» кристаллов арсенопирита часто представлены собственно лёллингитом (FeAs_2). Зональность проявлена как в крупных, так и в мелких кристаллах и имеет ростовой характер.

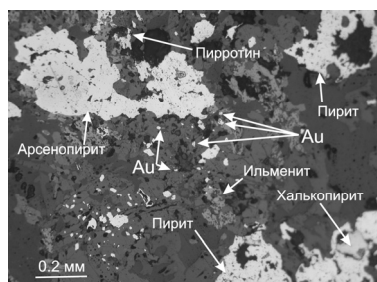
Золото представлено в трех основных позициях: 1) в виде мелких (первые микроны) включений в арсенопирите; 2) в виде более крупных (10–25 мкм) выделений, приуроченных к трещинкам катаклаза в арсенопирите; 3) в виде свободных выделений в силикатной матрице породы, причем присутствуют как мелкие выделения, так и крупные (размером >100 мкм) золотины. Золото высокопробное (84.3–89.5 ат.% Au); в крупных выделениях оно содержит примесь Cu до 1.1 масс. %. Крупные золотины более высокопробные.

Формирование оруденения является полистадийным: на первом этапе, на ранней стадии, вероятно в условиях пост-пикового амфиболитового метаморфизма в сдвиговых зонах, образуются ильменит-гранат-кварц-амфиболовые метасоматиты и, по мере протекания ретроградного процесса, происходит формирование халькопирит-пирротинового парагенезиса. Позже, по мере роста активности серы, происходит замещение ильменита сульфидами и сульфидизация пирротина с образованием пирита. Развитие этого процесса может быть связано с подтоком внешнего флюида в сдвиговую зону. В условиях затухания деформаций происходит отложение пирит-арсенопиритового парагенезиса, в ходе которого золото укрупняется и высвобождается из сульфидов, переходя в силикатную часть породы.

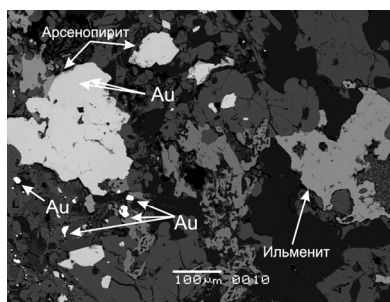
Рудному процессу предшествовало сингенетичное седиментогенезу накопление Fe и рудных компонентов, а также их перераспределение в ходе проградного метаморфизма. Прямым указанием на это является присутствие метаморфизованных колчеданных залежей (в ряде случаев сохраняются рудокласты) во вмещающих месторождение метавулканитах.

Время проявления рудного процесса остается неопределенным: уровень метаморфизма, соответствующий амфиболитовой фации, может указывать на поздне-AR возраст.

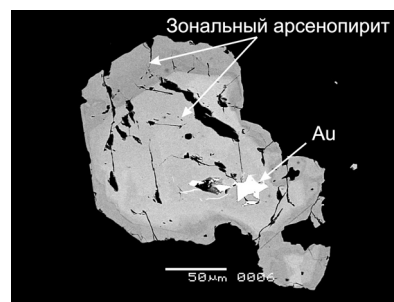
Рудная минерализация месторождения Новые Пески по своему составу аналогична минерализации, установленной на многих золоторудных месторождениях в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, как например на мезотермальном золоторудном месторождении Челленджер (Южная Австралия) [13]. Для месторождения Челленджер установлено, что при прогрессивном (проградном) метаморфизме золото первоначально извлекается из арсенопирита и впоследствии диффузионно перераспределяется в лёллингит, где находится в невидимой (изоморфной) форме («invisible gold»). Впоследствии, при ретроградном метаморфизме, золото извлекается из лёллингита и переходит в самородную форму, что устанавливается как на рудопроявлении Новые Пески (рис. 1), так и на месторождениях-аналогах (месторождение Маунт Йорк в зеленосланцевом поясе Пилгангура, Австралия [7]; месторождение Трансвааль, Западная Австралия [4]; рудник Кэмпбелл Майн в зеленосланцевом поясе Рэд Лэйк, Онтарио, Канада [12]; месторождение Куйккапуру, зеленосланцевый пояс Суомисалми в Финляндии [10; и др.].



а



б



в

Рудопроявление Новые Пески

Тонкая вкрапленность золота в арсенопирите и свободное золото среди силикатных фаз.

а – изображение в отраженном свете; б – деталь снимка (а), изображение в обратно-отраженных электронах; в – выделения золота в межзерновом пространстве зональных кристаллов арсенопирита, изображение в обратно-отраженных электронах.

Гипозональные золоторудные месторождения, локализованные в породах амфиболитовой фации метаморфизма (lode-gold amphibolite facies-hosted deposits), характеризуются определенными признаками геологического строения и состава вмещающих пород, уровнем метаморфизма, структурным контролем рудных тел, составом руд, гидротермальных изменений и их геохимическими особенностями, РТ параметрами рудного процесса и составом флюидов; сравнение некоторых из этих параметров, установленных на месторождениях данного типа, с данными по месторождению Новые Пески приведены в таблице 1.

Таблица 1

Сравнительная характеристика геологических и минералогических особенностей рудопроявления Новые Пески с золоторудными месторождениями орогенного типа в породах амфиболитовой фации

Характеристика	Месторождения орогенного типа в породах амфиболитовой фации	Месторождение Новые Пески
Вмещающие породы	Породные ассоциации зеленокаменных поясов; обычно доминируют мафические и ультрамафические породы и железистые кварциты.	Вулканогенно-осадочная ассоциация базитовых и андезитобазитовых лав и туфов, углеродистых сланцев с телами габбро; присутствуют гранитоиды.
Возраст вмещающих пород	Характерен докембрийский (архейский и палеопротерозойский); доминируют архейские зеленокаменные пояса	Архейский, по аналогии с Хаутаваарской структурой (2945 ± 19 млн лет [15]).
Уровень метаморфизма	Амфиболитовая и гранулитовая фации.	Условия нижней части амфиболитовой фации; предположительно $520\text{--}620^\circ\text{C}$ и 3–4 кбар [17].
Связь с гранитоидами	Предполагается во многих случаях.	Присутствуют гранитоиды предположительно с возрастом ~ 2.7 млрд лет.
Общий структурный контроль	Сдвиговые зоны.	Сдвиговая зона.
Локальный структурный контроль рудной минерализации	Параллельные сланцеватости маломощные жилы, тонкие просечки; вкрапленность, приуроченная к сланцеватости.	Маломощные жилы, прожилки и просечки, в большей части согласные со сланцеватостью.
Околорудные метасоматиты	Главные минералы – биотит, роговая обманка; прочие – плагиоклаз, К-полевоый шпат, гранат (альмандин), кварц, кальцит; поздние – хлорит, серицит, актинолит, карбонат.	Главные минералы – роговая обманка, биотит, гранат (альмандин); прочие – полевые шпаты, ильменит, кварц; поздние – сфен-карбонат-(биотит)-(хлорит)– эпидот.
Рудные ассоциации	Пирротин; пирротин + арсенопирит \pm пирит; пирротин + арсенопирит + лёллингит; пирротин + пирит+ халькопирит. В подчиненном количестве присутствуют сфалерит и галенит; иногда теллуриды.	Пирротин, арсенопирит, лёллингит, пирит, халькопирит, сфалерит.
Золото	Свободное; включения в арсенопирите и других сульфидах; по границам зерен (часто – арсенопирита и лёллингита); мелкие выделения в жильных минералах; сростки с силикатами во вмещающих породах.	Включения в арсенопирите; свободные выделения в силикатной матрице породы. Золото высокопробное (84.3–89.5 ат. % Au).
РТ параметры рудного процесса	$450\text{--}700^\circ\text{C}$, 3–5 кбар.	?

Примечание. При составлении таблицы для характеристики месторождений использованы работы [5; 8; 9; 11; 14].

Месторождения этого типа широко представлены в Западной Австралии, в кратонах Йилгарн и Пилбара [6]. Они также известны и в других архейских гранит-зеленокаменных областях (Канада), а также установлены и в более молодых, преимущественно протерозойских аккреционных оротенах, в том числе в пределах Балтийского щита (таблица 2).

Аналогичные по составу проявления золота в Карелии представлены в Костомукшской структуре, где они выявлены на Ю фланге Костомукшского железорудного месторождения. Для этих проявлений в AR метаосадочных породах также характерны повышенные концентрации МПГ, халькопирит-пирротинный, пиритовый и пирит-арсенопиритовый парагенезисы, ранние биотит-амфиболовые, биотит-гранат-амфиболовые, хлорит-амфиболовые метасоматиты [16].

Возможные аналоги месторождения Новые Пески на Балтийском щите

Месторождение	Местоположение	Среднее содержание Au, г/т
Kuikkapuro (AR)	Финляндия, зеленокаменный пояс Суомуссалми.	14.6
Jokisivu (PR)	ЮЗ Финляндия, Свекофенский домен.	6.8
Faboliden (PR)	Северная Швеция, рудный р-н Шеллефте.	1.33

Примечание. Данные по месторождениям Финляндии взяты по ссылке <http://en.gtk.fi/ExplorationFinland/Commodities/Gold/>; месторождение Феболиден описано в [1–3].

Таким образом, месторождение Новые Пески можно отнести к генетическому типу орогенных (мезотермальных) месторождений золота в породах амфиболитовой фации.

Работа выполнена при поддержке Научной школы НШ-2721.2012.5.

The Novye Peski deposit can be ascribed to the genetic type of orogenic (mesothermal) gold deposits localized in the amphibolite-facies rocks. In terms of composition, the studied ore mineralization is similar to that established at many gold deposits hosted in the amphibolite- and granulite-facies rocks. The deposits of this type were found in Western Australia and other Archean granite-greenstone terranes (Canada), as well as in the younger, mainly, Proterozoic accretionary orogens, including Baltic shield.

Ore mineralization is represented by several assemblages of Fe-Ti oxides and sulfide minerals. The following order of mineral formation is observed:

Quartz + carbonate → ilmenite → pyrrhotite + chalcopyrite + sphalerite → marcasite + pyrite-1 (aggregate after pyrrhotite) → loellingite → pyrite-2 (recrystallized) → arsenopyrite → native gold.

The youngest assemblage consists of gold, pyrite, and arsenopyrite. Gold occurs in three main positions: (1) as small (few microns) inclusions in arsenopyrite; (2) larger (10–25 μm) grains confined to cataclasis fractures in arsenopyrite; (3) dust-like to coarser (> 100 μm in size) grains in a silicate matrix. The gold has high fineness (84.3–89.5 at % Au) and its coarse grains contain up to 1.1 wt % Cu admixture. The more the grain size, the higher the fineness of the gold is.

Литература

1. Bark G. Genesis and tectonic setting of the hypozonal Faboliden orogenic gold deposit, Northern Sweden // Luleå University of Technology. 2005 (Licentiate thesis).
2. Bark G., Weihed P. Orogenic gold in the late stages of the Svecokarelian orogen; with emphasis on the Paleoproterozoic Faboliden orogenic gold deposit // The 26-th Nordic Geological Winter Meeting, Uppsala, January 2004. GFF. 2004. V. 126. P. 146–147.
3. Bark G., Weihed P. The new Lycksele-Storuman gold ore province, Northern Sweden; with emphasis on the early Proterozoic Faboliden orogenic gold deposit // Proceedings of the 7-th biennial SGA meeting, Athens, August 2003 / Eliopoulos et al. (eds). Mineral Exploration and Sustainable Development. Rotterdam: Millpress. 2003. V. 2. P. 1061–1064.
4. Dalstra H.J., Bloem E.J.M., Ridley J.R. Gold in amphibolite facies terrains and its relationship to metamorphism, exemplified by syn-peak metamorphic gold in the Transvaal deposit, Yilgarn block, Western Australia // Chronique de Recherche Minière. 1997. V. 529. P. 3–24.
5. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. 1998. V.13. P. 7–27.
6. Knight J., Ridley J.R., Groves D.I. The Archean amphibolite facies Coolgardie goldfield, Yilgarn Craton, Western Australia: Nature, controls, and gold field-scale patterns of hydrothermal wall-rock alteration // Economic Geology. 2000. No 1. V. 95. P. 49–84.
7. Neumayr P., Cabri L.J., Groves D.I., Mikucki E.J., Jackman J.A. The mineralogical distribution of gold and relative timing of gold mineralisation in two Archaean settings of high metamorphic grade in Australia // Canadian Mineralogist. 1993. V. 31. P. 711–725.
8. Ridley J. Syn-metamorphic gold deposits in amphibolite and granulite facies rocks // Miner. Res. 1997. 142.
9. Ridley J., Groves D.I., Knight J. Gold deposits in amphibolite and granulite facies terranes of the archaean Yilgarn Craton, Western Australia: Evidence and implications of synmetamorphic mineralization // Spry P., Marshall

B., Vokes F. (eds). Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits. Reviews in Economic Geology. 2000. V. 11. P. 265–290.

10. *Saarela P.* Kullan esiintymistä kontrolloivat rakennegeologiset tekijät Suomussalmen Kuikkapurolla // MSc thesis / Dept of Geosciences, Univ. of Oulu. 2005. 53 p. (in Finnish).

11. *Smith D.S.* Hydrothermal alteration at the Mineral Hill Mine, Jardine, Montana: A lower amphibolite facies Archean lode gold deposit of probable synmetamorphic origin // Economic Geology. 1996. No. 4. V. 91. P. 723–750.

12. *Tarnocai C.A., Hattori K., Cabri L.J.* «Invisible» gold in sulfides from the Campbell mine, Red Lake greenstone belt, Ontario: Evidence for mineralisation during the peak of metamorphism // Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. P. 805–815.

13. *Tomkins A.G.* Redistribution of Gold within Arsenopyrite and Lollingite during Pro- and Retrograde Metamorphism: Application to Timing of Mineralization // Economic Geology. 2001. V. 96. P. 525–534.

14. *Tomkins, A.G., Mavrogenes, J.A.* Mobilization of gold as a polymetallic melt during pelite anatexis at the Challenger gold deposit, South Australia: A metamorphosed archaean gold deposit // Economic Geology. 2002. V. 97. P. 1249–1271.

15. *Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченко О.А. и др.* U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2. № 3. С. 266–281.

16. *Петров С.В., Головина Т.А.* Минералогия и геохимия благородных металлов во вмещающих породах и рудах Костомукшского месторождения железистых кварцитов (Карелия) // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2006. № 2. С. 149–158.

17. *Рыбаков С.И.* Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука. 1987. 266 с.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТО ОРУДНЕНИЯ В УГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОДАХ МЕТОДОМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО НЕЙТРОННОГО АКТИВАЦИОННОГО АНАЛИЗА (ИНАА) В ПИЯФ КНЦ

Зиновьев В.Г., Митропольский И.А., Окунев И.С., Шуляк Г.И.

ФГБУ Петербургский институт ядерной физики им. Б.П.Константинова Национальный исследовательский центр «Курчатовский институт» (ПИЯФ КНЦ (Гатчина)), mitrplsk@pnpi.spb.ru, roman@pnpi.spb.ru

STUDY OF GOLD MINERALIZATION IN CARBONACEOUS ROCKS BY INSTRUMENTAL NEUTRON ACTIVATION ANALYSIS IN PIAF KNC

Zinoviev V.G., Mitropolsky I.A., Okunev I.S., Shuliak G.I.

National Research Centre «Kurchatov Institute» B.P.Konstantinov Petersburg Nuclear Physics Institute mitrplsk@pnpi.spb.ru, roman@pnpi.spb.ru

В ПИЯФ (Гатчина) разработаны ядерно физические методы (ЯФМ) количественного элементного анализа состава вещества [1, 3]. Одним из таких методов является инструментальный нейтронный активационный анализ (ИНАА), в котором определение элементов производится по гамма-лучам, испускаемым радиоактивными ядрами, образовавшимися при облучении исследуемого образца в нейтронном потоке. Преимущество ИНАА – отсутствие какой-либо пробоподготовки образцов перед измерениями. Отсюда – чистота измерений. Нет ни потерь химических элементов, нет загрязнений исследуемых образцов. Кроме того, для некоторых элементов может быть определено изотопное обогащение. Методом ИНАА предполагается производить общую оценку содержания золота в породе, с последующим отбором образцов с высоким содержанием золота (более 10^{-5}) для проведения более полных исследований агрегатного и химического состояния золота в породе. Существующая сейчас технологическая схема измерений позволяет проводить анализ более 20 образцов в месяц. Образцы весом от 10 до 200 мг и мониторы нейтронного потока (обычно стандарты состава вещества) запаиваются в ампулы из сверхчистого кварца и облучаются в нейтронном потоке 5.10^{13} н/см²с в течение от нескольких часов до нескольких дней. Спектры гамма-лучей от каждого образца измеряются три раза. Первое измерение производится не ранее, чем через 5 часов, но не позднее, чем через 3 дня после окончания облучения. Спектры гамма-лучей измеряются с помощью полупроводникового планарного детектора из сверхчистого германия GPL 32355/10P фирмы «ORTEC» в энергетическом диапазоне 40–1800 кэВ с разрешением 0.7 кэВ при энергии 122 кэВ. В

этом измерении определяются в основном Na, K, As, Br, Mo, Sb, Ho, Hg, Au и U. Второе измерение проводится обычно через 8 дней после облучения. Здесь используется коаксиальный детектор из сверхчистого германия фирмы «PGT». Эффективность детектора – 15%, энергетическое разрешение – 1.7 кэВ при энергии 1333 кэВ. Во втором измерении определяются Na, Cr, Fe, As, Br, Rb, Sb, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Tb, Dy, Yb, Lu, Hf, Ta, Au, Th и U. Третье измерение проводится спустя 20 – 25 дней после облучения с тем же детектором, что и во втором измерении. Здесь определяется содержание Sc, Fe, Co, Zn, Se, Zr, Sr, Sb, Cs, Ce, Eu, Tb, Tm, Yb, Hf, Ta, Hg и Ir. Чувствительность измерений в разработанном нами инструментальном нейтронном активационном анализе (ИНАА), находится на уровне 0.001% для основных элементов и на уровне ppm (10^{-6}) и даже ppb (10^{-9}) для микроэлементов нашего списка. Обычно погрешность определения составляет 5 – 15 %. Чувствительность измерений в разработанном в ПИЯФ РАН инструментальном нейтронном активационном анализе (ИНАА) для благородных металлов составляют: 10^{-8} для Au, 10^{-9} для Ir. Недостаток ИНАА – полный цикл анализа занимает около месяца или более во время работы реактора ВВР-М. Чувствительность измерений в большой степени зависит от ядерных констант изотопов исследуемых элементов (сечение захвата нейтронов, период полураспада, и т.п.) и значительно различается для разных элементов периодической системы.

Совсем недавно было объявлено об открытии нового типа МПГ (метало платиновая группа) оруднения в графитовых породах [4, 5]. В графитовых рудах при химическом анализе обнаруживали 0,02–4, г/т золота, поэтому добывать из них золото считалось неперспективным. Однако с помощью ионной масс-спектрометрии в работах академика Ханчука удалось обнаружить, что золота и платиноидов в графитовых рудах в разы больше. Так, в изученных пробах золота и платины было до десятков г/т. В этой обширной проблеме важно изучение высокоуглеродистых пород в которых содержание углерода в породе в целом, достигает 10–30 и более процентов. Среди них выделяется два типа пород: 1) высокоуглеродистые с некристаллическим углеродом (шунгиты и т.п.) и 2) высокоуглеродистые породы с кристаллическим углеродом (графитовые породы и месторождения графита). На юге Дальнего Востока, в Буреинском и Ханкайском массивах (террейнах) присутствуют оба указанных выше типа. Однако до сих пор открытым остается вопрос об их количестве, методах анализа и промышленном значении. Методы, предполагающие кислотное и пробирное разложение образцов, показывают очень низкие содержания драгметаллов, в то время как неразрушающие физические методы и метод с термохимическим разложением обнаруживают существенно более высокие их концентрации. Такие особенности черных сланцев, по-видимому, связаны с наличием в них углерода, который «бронирует» выделения благородных металлов, защищая их от кислотного растворения. Исследования группы академика Ханчука показали, что графитсодержащие породы сутырской и кимканской толщ содержат платиноиды в виде микровключений размером единицы-десятки микрон, возможно, что часть МПГ находится в неопределяемом стандартными методами нанокластерном состоянии внутри графита. Наличие углерода и кислорода принципиально отличает эти микровключения от традиционных (самородных) форм выделения золота и платиноидов, обуславливает их исключительную устойчивость к внешним воздействиям (обжиг, окисление, кислотное разложение), что создает трудности в анализе валового содержания обычными методами и создании технологий обогащения и переработки таких руд. Стандартный РФА анализ на мягком рентгене Л-серии МПГ так же малопригоден в силу большого рассеяния и экранировки на матрице породы.

В настоящее время исследовались лишь графитсодержащие породы Приморья и часть образцов аналогичных пород с Аляски и Южной Африки (ЮАР), распространенность графитизированных и углеродосодержащих пород значительно шире. Так кроме графитизированных пород существует большая группа высших антраксолитов, имеющая глобулярную структуру углерода, так же требующая изучения на проявление МПГ. Можно предположить, что именно надмолекулярная структура проявления углерода, имеющая большие абсорбционные характеристики, способствует аккумуляции МПГ. Таким образом совершенно очевидна необходимость проведения работ по:

проверке и подтверждению проявления МПГ в графитовых породах месторождения типа (позднедокембрийского – раннепалеозойского возраста) и проверка другого типа графитизированных пород на территории России; разработке новых методов диагностики содержания платиноидов в новом типе благороднометалльного оруднения в графитизированных породах, не связанных с химанализом и стандартным методом РФА.

Нами на реакторе ВВР-М ПИЯФ методом ИНАА начаты работы по проверке наличия золота в этом типе горных пород. Были проведены исследования образцов, предоставленных академиком А.И. Ханчуком (ДВГИ ДВО РАН) и А.И. Голубевым (Институт геологии КарНЦ РАН) результаты которых представлены в таблицах 1–3.

Таблица 1

**Результаты химанализов (очистка , экстракция, регистрация методом атомной абсорции)
ДВГИ ДВО РАН и ИНАА ПИЯФ**

	Pt*10 ⁻⁴ % химанализ	Ag*10 ⁻⁴ % химанализ	Au*10 ⁻⁴ % химанализ	Au*10 ⁻⁴ % ИНАА ПИЯФ	Pd*10 ⁻⁴ % химанализ
AP-1(1)	57.3	3.37	2.08	14.5	1.30
AP-1(2)	16.86	1.35	0.28	9,09	1.29
AP-22.3	4.02	0.56	0.06	–	0.06
AP-22.4	6.31	1.57	2.19	7,40	0.30
AP-24	16.05	0.65	0.15	11.08	0.50
AP-35.5	6.93	0.48	4.75	9,28	0.035
AP-36.2	62.6	4.41	0.11	9.03	0.98
AP-40.4	1.62	3.80	0.06	5,56	1.00
ХО-1	0.47 0.43		0.13 0.07	–	0.83

Метаморфиты: AP-1 – графитсодержащий скарн, AP-22.3 – графит-биотит-кварцевый сланец, AP-22.4 и 24 – кварц-графитистый сланец, AP-36.2 – дайка метадиабаза, AP-40.4 – черный глинистый сланец.

Таблица 2

**Результаты ИННА ПИЯФ максовитов
(Пробы ИГ Карельского НЦ РАН), AU**

Образец	C,%, AU
345 графитовый сланец – Малое Янисъярви	8,77E-06
вт14 максовитовая инъекция – Тетюгино	2,40E-06
м1 максовит – Максово	1,14E-06
ML максовит – Лебящина	5,09E-06
p125/1 максовит – Березовец	1,05E-06
вт15 максовитовая инъекция – Тетюгино	1,69E-06
Мдк максовит, много пирита – Максово	1,40E-06
p126/10 максовитовая жила – Гаржемский	0,00
p1210 антраксолит – Чеболакша	2,15E-06
p1210/1 антраксолит – Чеболакша	1,00E-06
p1211/2 максовит – Илем-ручей	2,74E-06

Таблица 3

Результаты ИННА ПИЯФ

Образец	C,%, AU
704 месторождение Союзное	2.78E-07
706 месторождение Союзное	8.99E-07
709 месторождение Союзное	9.70E-07
721 месторождение Союзное	0,00
713 месторождение Союзное	1.47E-06
717 месторождение Союзное	0,00
637 кимканская толща	1.86E-06
679 кимканская толща	5.77E-07
694 кимканская толща	0,00
562–Т Сутырская толща	9.82E-07
653 Сутырская толща	0,00
6530 Сутырская толща	5.15E-05

Пробы Н. В. Бердникова – Институт тектоники и геофизики ДВО РАН), AU. (704, 706, 709, 721, 713, 717 – месторождение графита Союзное, 637, 679, 694 – кимканская толща, 562–Т, 653, 6530 – Сутырская толща, Хабаровский край, Приморье)

Таким образом нам подтверждено наличие золота в указанных образцах. Тем не менее наш метод ИНАА не дал возможности определить и подтвердить наличие платины. Это связано с особенностями метода ИНАА для платины: линии распада платины совпадают с линиями ряда элементов матрицы породы, которые дают слишком высокий фон в измеряемом энергетическом диапазоне. Для получения точности определения платины на уровне 10гг на тонну, необходима предварительная очистка образца от этих элементов. Требуется дальнейшее усовершенствование нашей методики ИНАА.

The carbonaceous rocks of the Primorye Territory and muscovites of Karelia were investigated by neutron activation analysis (at PNPI NRCKI reactor VVR-M) in order to evaluate the contents of Au and Pt. The presence of gold was confirmed. The results agree with chemical analysis (of DVGI) by atomic absorption method.

The nuclear methods for quantitative elemental analysis of materials are developed at PNPI in Gatchina. The results of several methods are in mutual agreement with respect to precision and provide the most comprehensive information on the elemental composition of materials. In several cases, the isotopic analysis is possible. The sensitivity of measurements in our instrumental neutron activation analysis (INAA) is about 0.001% for the most common elements and at the level of ppm (10^{-6}) and even ppb (10^{-9}) for microelements and rare earths. Generally, the precision of measurements was 5–5 %. The sensitivity of PNPI INAA method for noble metals is 10^{-7} for Ag, 10^{-8} for Au, 10^{-9} for Ir. Recently, a discovery of a new mineralization type of Au-Pt ores in graphitic rocks was declared. Previously, only 0.02–4 g/t of gold was detected by chemical assay in graphitic minerals, quite unpromising for mining efforts. But the ionic mass-spectrometric research of A.I. Hanchuk *et al.* had discovered several times more gold and platinum-group metals in graphitic minerals. The probed rocks contained up to tens of grams Au and Pt per ton. The presence of carbon and oxygen makes these microinclusions fundamentally different compared to usual nugget contents of gold and platinum group metals. They are extremely stable against roasting, oxidizing, acidizing, and hence invulnerable to quantitative chemical analysis and to usual technologies of concentrating and processing of such ore materials. We have started research of gold contents in such ore minerals by INAA method at PNPI reactor VVR-M. We have investigated the samples provided by A.I. Hanchuk of IG DVO RAS and KRC Geological Institute of Karelia (?), the results are presented in Tables 1–4. We confirm the gold contents of these samples. The results of NAA and chemical analysis by atomic absorption are in agreement.

Литература

1. L.P. Kabina *et al.*, Multielement Activation Analysis Data File, // INDC (CCP) – 216/LI, IAEA, Vienna or L.P. Kabina and I.A. Kondurov, Automatisations of Data Evaluation of Multielement Neutron Activation Analysis, Leningrad, Preprint of LNPI-1027, 1985
2. Yu.E. Loginov *et al.*, Neutron induced prompt gamma ray method in the quantitative elemental analysis of materials and compounds. Determination of antimony in Bi-Pb-Cu-Sr-Ca-Sb-O high temperature superconducting ceramics, // J. Radioanal. Nucl. Chem. Letters 176 (5) 361–370, 1993.
3. Ядернофизические методы элементного анализа вещества // <http://nrd.pnpi.spb.ru/nr2/naa1.html>.
4. Бердников Н. В. и др. Тонкодисперсные золото и платиноиды в графитовых сланцах Буреинского массива – новый тип благороднометалльного оруднения на Дальнем Востоке России // Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: МГГУ, 2009, Т.5, №12, С. 9–18. // Вестник ОНЗ РАН Т.2, 2010
5. Ханчук А. И. и др. Графитовые сланцы как перспективный источник благородных металлов на Дальнем Востоке России // Вестник ДВО, 2010, № 3, С. 3–12.

ГЛАВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ОРУДЕНЕНИЯ ЗОЛОТА КАРЕЛИИ

Ивашченко В.И.

Институт геологии Кар НЦ РАН, Петрозаводск, ivashche@krc.karelia.ru

THE MAIN GENETIC TYPES AND FORECAST EVALUATION OF KARELIA'S GOLD MINERALIZATION

Ivashchenko V.I.

Institute of Geology KaRC RAS, Petrozavodsk, ivashche@krc.karelia.ru

Большинство золоторудных объектов Карельского региона в генетическом, возрастном и металлогеническом аспектах тождественны соответствующим месторождениям золота сопредельных территорий Фенноскандинавского щита, но уступают им по масштабам, что определяется как объективными отличиями геологических обстановок их нахождения, включая и более глубокий уровень эрозионного среза, так и недостаточной их изученностью.

Формирование и размещение золоторудных месторождений и проявлений Карелии обуславливалось эволюционным развитием соответствующих эндогенных рудных систем в и контролировались глобальными металлогеническими структурами – Раахе-Ладожской сутурой, Северонорвежско-Карельским рифтом (Онежско-Лапландский палеопротерозойский зеленокаменный пояс), архейскими зеленокаменными поясами в сочетании с совокупным множеством региональных и локальных структурно-тектонических, магматических, литологических, метаморфо-метасоматических и др. факторов. Главным рудоконтролирующим фактором для ведущего генетического типа оруденения золота в Карельском регионе – орогенного мезотермального являются системы разноранговых сдвиговых зон, объединяющихся в региональные зоны сдвиговых дислокаций, имеющие, как правило, полихронное развитие.

На архейском Карельском кратоне они в большинстве своем наследуют глубинные разломы, контролировавшие изначально размещение колчеданных месторождений [3]. Впоследствии сдвиговые зоны неоднократно подновлялись, обеспечивая тепло- и массоперенос из глубинных геосфер и способствуя в благоприятных обстановках, к каковым относятся участки развития колчеданного оруденения – своеобразного «коллектора» благородных металлов [2], образованию благороднометалльной минерализации орогенного мезотермального типа. В вертикальном строении региональных сдвиговых зон отмечается несколько уровней магмогенерации и интрузивного магматизма, начиная с мантийно-корового [5], но прямой генетической связи золоторудной минерализации с определенными интрузиями не устанавливается. Однако слабо эродированные перспективные рудные объекты орогенного мезотермального типа, обычно, пространственно ассоциируют с субвулканическими и гипабиссальными интрузиями или дайками среднего и кислого состава (Пампало, Суурикуусикко, Хатуноя, Пякюля и др.), отвечающими верхнекоровому уровню магнообразования в сдвиговых зонах.

Отдельные региональные сдвиговые зоны в архейских зеленокаменных поясах изменчивы по латерали, характеризуясь неравномерным распределением изофациальных метасоматитов и однотипной, но значительно отличающейся содержаниями золота, рудной минерализации, что вызвано, по-видимому, их тектоно-метасоматической проработкой в протерозое, обусловившей в конечном итоге вскрытие на современном эрозионном срезе разных глубинных уровней архейской орогенной мезотермальной золоторудной системы и ее частичную реювенацию. По состоянию изученности наиболее четко это проявлено в Койкарско-Выгозерской сдвиговой зоне, где отмечается вариабельность РТ-параметров формирования орогенных мезотермальных золоторудных объектов, влияющая на их продуктивность.

Главным в формировании мезотермальных орогенных месторождений золота, кроме факторов, определяющих эффективное функционирование любой эндогенной золоторудной системы [4], является их приуроченность к соответствующей геодинамической обстановке с невысоким метаморфизмом и достаточно широко проявленным субвулканическим средне-кислым магматизмом, а также наличием вовлекаемых в рудогенный процесс базовых золотосодержащих формаций и сдвиговых зон в геохимически и реологически контрастных породных комплексах. В геодинамическом аспекте зарождение и развитие золоторудных орогенных систем обусловлено эндогенными процессами коллизионной стадии конвергентного взаимодействия океанических и континентальных плит

или внутриконтинентального плитного взаимодействия различной природы. Наиболее благоприятным при формировании мезотермальных золоторудных объектов представляется совокупное участие в рудообразующем процессе нескольких базовых золотосодержащих формаций. Масштабность сформированного при этом оруденения в значительной степени будет определяться металлогеническим потенциалом [1] этих формаций (или одной из них) в пределах перспективной рудоносной площади (металлогеническая провинция, зона, область, район, узел и др.).

Исходя из этого и установленных закономерностей размещения и образования известных на Фенноскандинавском щите крупных золоторудных месторождений типа Суурикуусикко, в Карельском регионе наибольшие перспективы на выявление подобных месторождений орогенного мезотермального типа имеют протерозойские домены, и в первую очередь рифтогенные структуры – Онежская и Ветреный Пояс.

В строении Онежской впадины участвуют структурно-вещественные ансамбли, являющиеся формационно-возрастными аналогами наиболее продуктивных на золото протерозойских комплексов Финляндии с одним из крупнейших в настоящее время на Фенноскандинавском щите золоторудным месторождением Суурикуусикко (~200 т Au, сод. 4,3 г/т). Определяющим для формирования месторождения такого ранга являются тектоническая проработанность Онежской структуры, зеленосланцевый метаморфизм, насыщенность контрастными по составу вулканитами, субвулканическими образованиями и уникальными углеродсодержащими комплексами с соответствующей металлогенической и геохимической специализацией, обусловливаемой сингенетичными накоплениями, метаморфогенным перераспределением и полигенно-полихронными эпигенетическими преобразованиями эндогенной природы. Кроме этого, черные сланцы выполняли также роль полифункциональных геохимических барьеров, особенно в сдвиговых зонах.

Интегральная геохимическая и металлогеническая специализация конкретной черносланцевой формации зависит от полноты ее геологического развития. Наиболее продуктивны фации, изначально обогащенные углеродом и дисульфидами железа и являющиеся наиболее эффективными барьерами-осадителями. Соответственно, наиболее перспективны на благороднометалльное оруденение черносланцевые толщи, многократно испытывавшие изофациальные полигенно-полихронные преобразования эндогенной природы, что и наблюдается в зонах СРД Онежской структуры. При этом важным обстоятельством здесь является также наличие локальных относительно кислых (кварциты, песчаники) барьеров на самородное золото, в которых дислокационные механизмы «захвата» со временем сменяются ростом золота на затравке. Дислокационно-метасоматические преобразования углеродсодержащих вулканогенно-осадочных толщ приводят к перераспределению благородных металлов и созданию обогащенных участков.

Нахождение золоторудных месторождений, аналогичных Суурикуусикко, возможно на некоторых участках российского продолжения Лапландского зеленокаменного пояса (Куолаярвинская и Лехтинская структуры, Ветреный Пояс), а также в зоне сочленения Карельского кратона и свекофеннид, где отмечаются необходимые для этого геологические предпосылки и уже выявлено несколько высокоперспективных комплексных проявлений золота.

В структуре Ветреный Пояс, характеризующейся относительно слабой эродированностью и широко проявленным коматиитовым вулканизмом, с учетом уже выявленных золоторудных проявлений Шапочка и Нименьгской площади, а также наличием мощных зон метасоматической проработки, контролируемых сдвиговой тектоникой, есть все предпосылки для открытия месторождений, аналогичных финскому Пахтаваара.

Кроме возможного открытия на территории Карелии экономически значимых орогенных мезотермальных месторождений золота, имеются также определенные перспективы на выявление средних по масштабу комплексных с благородными металлами месторождений порфирового типа, или перевод в такой ранг вслед за месторождением Лобаш-1 при соответствующем доизучении уже известных рудных объектов – Ялонвара, Пяяваара, которые могут представляться как большеобъемные месторождения с бедными рудами, пригодные для открытой разработки. Золотосодержащие порфировые месторождения Карелии, вероятно, могут представлять экономический интерес и как потенциальный источник редкого и чрезвычайно дорогостоящего (~200 000 дол./1 г) изотопа осмия – ^{187}Os . В этом аспекте наиболее перспективным представляется Ялонварское месторождение, содержание ^{187}Os в молибдените которого составляет 3,5–7,3 г/т и, соответственно, ресурсы этого изотопа по месторождению оцениваются в ~500 кг.

Архейские террейны Карелии в соответствии с моделью эволюции геодинамических режимов при формировании зеленокаменных поясов – от тессер к микроплитному и плейт-тектоническому – имеют перспективы на промышленные орогенные мезотермальные месторождения, сопоставимые по масштабам с финским месторождением Пампало (8,1 т Au), в зеленокаменных поясах поздних генераций (Ялонвара-Иломантси, Гимольско-Костомукшский, Тикшезерско-Парандовский) и поясах, завершивших свое развитие на стадии аккреционных орогенов (Сумозерско-Кенозерский, Южно-Выгозерский).

Часть известных золоторудных и комплексных благороднометалльных проявлений в протерозойских структурах (Куолаярвинской, Янгозерской, Онежской и др.), относимых к палеороссыпным ремобилизованным и орогенным мезотермальным, имеют также признаки железооксидного с медью и золотом (IOCG) типа оруденения и вследствие этого их золоторудный потенциал может быть более значительным, чем установлено в настоящее время. В этом аспекте могут представлять металлогенический интерес рудные месторождения и проявления скарнового типа Карелии, т. к. на ряде комплексных (Fe, Cu, Au) золоторудных месторождений IOCG-типа на территории Финляндии (Ханнукайнен, Раутуваара, Куэрвитикко и др.) и Швеции (Науттанен) рудоносными породами являются измененные скарны (пироксен, гранат, скаполит, амфибол). С учетом известных ранее и установленных нами повышенных содержаний благородных металлов (Au 0,2–1,0 г/т) и соответствующей минерализации в рудных скарнах Питкярантской группы месторождений и рудопроявлений обрамления Латвасюрского гнейсогранитного купола скарноворудные объекты Карелии, включая названные и установленные в других районах (Онежский рудный район, Ветреный Пояс), нуждаются в доизучении и оценке на Au и МПГ в рамках модели IOCG-типа оруденения.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы Президиума РАН №27.

Most gold deposits of the Karelian region are similar in genesis, age and metallogeny to those of the adjacent territories of the Fennoscandian Shield, but they are smaller in size. This is due to objective differences in their geological settings, such as the deeper erosion section and poor coverage of study of Karelian deposits.

Systems of variably ranking shear zones, combined to form regional shear zones that commonly display a polychromous evolution pattern, are the main ore-controlling factor for the orogenic mesothermal type of gold mineralization – the leading genetic type in the Karelian region. In the Archean Karelian Craton, most of them inherit deep faults which originally controlled the distribution of pyrite deposits. Shear zones were repeatedly renewed later, providing heat and mass transfer from deep geospheres and contributing to the formation of an orogenic mesothermal type of noble-metal mineralization under favourable conditions.

Most regional shear zones in Archean greenstone belts vary laterally and vertically. They exhibit the irregular distribution of isofacies metasomatic rocks and the same type of ore mineralization, but they differ in gold content. This is probably due to their tectono-metasomatic reworking in the Proterozoic, which has led eventually to the exposure of the different deep levels of an Archean orogenic gold system at the present erosion level and its partial rejuvenation.

The main factor which contributes to the formation of mesothermal orogenic gold deposits in Karelia is the fact that they are confined to the corresponding geodynamic setting with low-grade metamorphism, large-scale subvolcanic intermediate to felsic magmatism and the presence of basic auriferous formations and shear zones involved in ore formation in geochemically and rheologically contrasting ore complexes. The involvement of several basic auriferous formations in ore formation seems to be most conducive to the formation of orogenic gold deposits. In the Karelian region, deposits of this type, similar in size to Suurikuusikko, Europe's biggest gold deposit, are likely to be located in Proterozoic domains, primarily the Onega and Vetreny Poyas riftogenic structures.

In accordance with the model of the evolution of geodynamic regimes upon the formation of greenstone belts from tesserars to microplate and plate-tectonic, the Archean terrains of Karelia are likely to host economic orogenic mesothermal deposits, comparable in size to the Finnish Pampalo deposit (8.1 t Au), in greenstone belts of late generations (Jalonvaara-Ilomantsi, Gimoly-Kostomuksha and Tiksheozero-

Parandovo) and in belts that ceased to evolve at an accretionary orogen stage (Sumozero-Kenozero and South Vygozero belts).

In addition to the possible discovery of economic orogenic mesothermal gold deposits in Karelia, medium-sized complex porphyry-type noble-metal-bearing deposits could be located. Furthermore, if the additional study of the already known Jalonvaara, Päävaara and other deposits is conducted, they could be given the same rank as Lobash-1 deposit. The auriferous porphyry deposits of Karelia are of economic interest as a potential source of the rare and very expensive osmium isotope ¹⁸⁷Os.

The signs of the gold potential of the ore skarns of the Pitkäranta group of deposits and occurrences that rim the Latvasyrja gneiss-granite dome make it necessary to conduct their additional study and appraisal for Au and PGM based on the model of IOCG type of mineralization.

Литература

1. Богданов Ю.В. Металлогенический потенциал и/или металлогенические ресурсы // Региональная геология и металлогения. 2006. № 29. С. 70–73.
2. Иващенко В.И., Голубев А.И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2011. 368 с.
3. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: Тр. ГИН РАН. вып. 572., 2006.
4. Константинов М.М., Косовец Т.Н., Кряжев С.Г. и др. Строение и развитие золотоносных рудообразующих систем. М.: ЦНИГРИ. 2002. 192 с.
5. Русинов В.Л. Зоны сдвиговых деформаций в литосфере и их роль в эндогенной активности Земли // Геотектоника. 2005, № 3, с. 66–79.

ЗОЛОТО В ПЛАТИНОМЕТАЛЬНЫХ РУДАХ ВОСТОЧНО-ПАНСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Казанов О.В.¹, Калинин А.А.², Петров С.В.³

¹ОАО «Центрально-Кольская экспедиция», Мончегорск, kazanov@geokola.com;

²Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kalinin@geoksc.apatity.ru;

³С-Петербургский государственный университет, С-Петербург, petrov64@gmail.com

GOLD IN PGE ORES FROM THE EAST PANSKY LAYERED MASSIF, KOLA PENINSULA

Kazanov O.V.¹, Kalinin A.A.², Petrov S.V.³

¹Central Kola Expedition OJSC, Monchegorsk, kazanov@geokola.com;

²IG KSC, Apatity, kalinin@geoksc.apatity.ru;

³St.Petersburg State University, St.Petersburg, petrov64@gmail.com

В пределах Восточно-Панского расслоенного массива выделены крупные подразделения магматической стратификации двух иерархических уровней – зоны и подзоны [1]:

- Нижняя краевая зона НКЗ
- Габброноритовая зона ГНЗ
 - нижняя подзона габброноритовой зоны ГНЗ₁
 - верхняя подзона габброноритовой зоны ГНЗ₂
- Габбровая зона ГЗ
 - нижняя подзона габбровой зоны ГЗ₁
 - верхняя подзона габбровой зоны ГЗ₂

Выделение в разрезе массива трех зон отражает наиболее общие закономерности строения массива, а именно наличие мелкозернистых некумулятивных пород вдоль нижнего контакта массива, выше которых залегают хаотически расслоенные такситовые габбронориты (НКЗ), преимущественное развитие габброноритов в основании магматической колонны (ГНЗ), и габбро – в верхней части разреза (ГЗ). Подзоны представляют собой крупные ритмические подразделения, границы которых выражены в виде резкой смены минерального состава и кумулюсных ассоциаций пород, основных петро- и геохимических характеристик. Внутри под-

зон наблюдается постепенная эволюция пород от высокотемпературных ассоциаций, несущих примитивные геохимические характеристики, к низкотемпературным ассоциациям, сформировавшимся из фракционированных расплавов, обогащенных некогерентными элементами. Формирование каждой подзоны является самостоятельным этапом развития интрузива.

В Восточно-Панском массиве установлено три платиноносных «стратиграфических» уровня, все они приурочены к границам крупных подразделений расслоенности: снизу вверх в разрезе массива они названы «платинометальными зонами А, В и С» (Казанов, Калинин, 2011). Каждая из зон характеризуется присущими только ей особенностями минерального состава и величинами отношения Pd/Pt.

Платинометальная зона А приурочена к нижней части разреза или основанию ГНЗ₁, прослежена более чем на 20 км по простиранию и представлена на участках Сунгийок, Чуарвы, Чурозерский и Предгорный. Типоморфным признаком минерализации данного уровня являются высокие Pd/Pt отношения Pd/Pt=5–6, что определяет преимущественное развитие палладиевых минеральных фаз в составе руд. Минерализация крайне невыдержана по падению и простиранию, петрографический контроль распределения металлов платиновой группы отсутствует.

Платинометальная зона В – платиноносный уровень, контролируемый поверхностью раздела ГНЗ₁ и ГНЗ₂, при этом промышленно значимая часть минерализации преимущественно располагается в пределах кровли ГНЗ₁. Характерной чертой минерализации данного уровня являются пониженные отношения Pd/Pt=1.5–2.5. Основной рудный объект *зоны В* – месторождение Восточное Чуарвы, минерализация этого уровня установлена также в пределах участков Сунгийок, Чуарвы, Безымянный и Чурозерский.

Платинометальная зона С, приуроченная к границе габброноритовой и габбровой зон, изучена в западной части массива в пределах участков Сунгийок, Чуарвы и Восточное Чуарвы. Повышенное содержание благородных металлов на уровне десятых долей грамма на тонну здесь характерны для всего интервала расслоенных пород в основании ГЗ₁ мощностью около 100 м, но содержание выше 1 г/т отмечается только спорадически и непосредственно на границе зон. Отношение Pd/Pt в подавляющем большинстве проб ниже 1, характерно относительно высокое содержание золота, в одной из проб достигающее 2.27 г/т. Минерализация крайне невыдержана по падению и простиранию, петрографический контроль распределения металлов платиновой группы отсутствует.

Золото – третий по значимости компонент руд благородных металлов в Восточно-Панском массиве, его вклад в общую стоимость руды составляет примерно 5%, уступая первое место платине и второе – палладию.

Содержание золота в рядовых пробах (борт 0,5 г/т суммы МПГ и золота) платинометальной зоны А достигает 0.2 г/т, в аномальных пробах с содержанием суммы платиноидов и золота более 10 г/т повышается до 0.3–0.5 г/т. Установлена высокая степень корреляции золота с содержанием платины и палладия (коэффициент корреляции 0.88 и 0.86 соответственно), несколько слабее, но все равно высокосignificant корреляция отмечена у золота с медью (0.76), никелем (0.68) и серой (0.49). Средняя величина отношения Pt/Au составляет 7.8, среднее отношение Pd/Au равно 34.3.

Содержание золота в рядовых пробах (при том же бортовом значении) платинометальной зоны В за пределами месторождения Восточное Чуарвы достигает 0.3 г/т, в аномальных пробах с содержанием суммы платиноидов и золота более 10 г/т повышается до 0.3–0.65 %, в одном случае 1.2 г/т. Установлена высокая степень корреляции золота с медью (0.91) несколько ниже – с серой (0.83), с никелем (0.80), а с содержанием платины и палладия коэффициент корреляции составляет 0.79. Средняя величина отношения Pt/Au в платинометальном уровне В составляет 13.2, среднее отношение Pd/Au равно 21.1.

Месторождение Восточное Чуарвы – наиболее крупный объект из установленных в платинометальной зоне В. На настоящий момент только для данного месторождения получены сведения о минеральных формах выделения золота. Месторождение включает Основную залежь и ряд мелких рудных линз. Общие размеры Основной залежи составляют по простиранию 1200 м, по падению – более 500 м. Залегание ее субсогласно общей расслоенности пород, с крутым падением на юго-запад под углом в среднем 70°. Форма залежи линзовидная, слож-

ная с пережимами и раздувами мощности; внутреннее строение залежи также неоднородное и обусловлено незакономерным чередованием рудных тел и пустых прослоев, которые выделяются в соответствии с принятыми кондициями. Отдельные линзы, выявленные на месторождении, значительно уступают по размерам основной залежи – наиболее крупная на месторождении линза 9 имеет размеры по простиранию 300 м, по падению до 150 м залегает субсогласно общей расслоенности пород в 30 м над Основной залежью.

Морфологически оруденение представлено тонкой, неравномерной интерстициальной сульфидной и сульфидно-оксидной вкрапленностью, реже – минерализацией вкрапленно-гнездового типа с фрагментами прожилково-вкрапленных микротекстур. Размер вкрапленников варьирует от сотых долей до 1–2 мм в мелко-среднезернистых свежих или слабо измененных пойкилитовых габброноритах, плагиопироксенитах до относительно крупных полиминеральных гнезд (до 2–3 см) в более грубозернистых габброидах, особенно в интенсивно измененных. Вкрапленники, как правило, комплексные: халькопирит-пирротиновые, пентландит-пирротиновые, пентландит-халькопирит-пирротиновые. С увеличением степени изменения в составе вкрапленности увеличивается доля пирита, магнетита, ильменита, лейкоксена, других акцессорных и вторичных минералов.

Общее количество сульфидов в рядовых пробах (1–10 г/т ЭПГ+Au) варьирует от 0.1 до 1.2 мас. %, среднее – 0.4 мас. %, а в богатых пробах (более 10 г/т ЭПГ+Au) от 0.3 до 3 мас. % (очень редко до 5 мас. %), в среднем – 1.2 мас. %. Среднее содержание сульфидов по месторождению в целом – 0.6 мас. %.

Содержание золота в рудах месторождения Восточное Чуарвы составляет 0,23 г/т.

Главными сульфидными минералами являются пирротин, халькопирит и пентландит, доля этих минералов в общей сульфидной массе составляет обычно 98–100 %. Минералы благородных металлов встречаются в ассоциации с вторичными амфиболами, эпидотом, клиноцоизитом и кварцем, реже с деанортитизированным плагиоклазом и пироксенами.

Минералы ЭПГ образуют две собственные ассоциации:

– первая, более ранняя, представлена последовательно сменяющимся рядом изоферроплатина → теллуриды платины и палладия, сперрилит → $(\text{Pd,Au})_{2+x}\text{As}$ и палладоарсенид. Несколько позже в этой ассоциации появляются стилуотерит, изомертит, $\text{Pd}_{11}\text{As}_2\text{Te}_2$, гуанглинит, кейтконнит, $(\text{Pd,Cu})_3\text{Te}$, сопчеит и, вероятно, фрудит. В этой же ассоциации встречено самородное золото, содержащее палладий.

– вторая, вероятно более поздняя, представлена сульфидами: куперит, брэггит – высокоцит и самородное золото (без палладия).

Золото представлено преимущественно самородной формой, на долю минерала состава $(\text{Pd,Au})_{2+x}\text{As}$ приходится около 2 масс.% металла.

Весьма интересна фаза, по составу приближающаяся к палладоарсениду – $(\text{Pd,Au})_{2+x}\text{As}$, но имеющая две характерные особенности: во-первых, некоторый дефицит мышьяка и, во-вторых, постоянное присутствие золота 7–9 масс.%. Этот минерал встречен в сростаниях с палладоарсенидом, содержащим мельчайшие включения самородного золота.

Самородное золото отмечено в составе сложного сростка с брэггитом, высокоцитом и ильменитом в халькопирите. Характерны разнообразные сростки самородного золота с палладоарсенидом, а также со сперрилитом, халькопиритом и амфиболом. В случаях сростания палладоарсенида с фазой $(\text{Pd,Au})_{2+x}\text{As}$, в палладоарсениде появляется эмульсионная вкрапленность самородного золота. Самородное золото, помимо перечисленного выше, встречено в свободных зернах размером до 100 мкм с включениями ильменита в сростаниях с плагиоклазом, амфиболом и титанитом и в виде мелких выделений в закрытых сростках в силикатах. Минеральная фаза $(\text{Pd,Au})_{2+x}\text{As}$ сростается с котульскитом, клиноцоизитом, халькопиритом и ильменитом.

Платинометальная зона С, приуроченная к границе габброноритовой и габбровой зон, отличается от зон А и В крайней неравномерностью распределения минерализация золота и платиноидов, и имеющегося на настоящий момент материала для какого-либо анализа распределения металла в породах и рудах явно недостаточно. Высокие содержания золота и платины отмечаются нередко в пробах, не содержащих видимой сульфидной минерализации. Наиболее высокое значение для золота 2.27 г/т установлено в штучной пробе. В рядовых керновых про-

бах Au достигает 0,7 г/т, но при этом в ряде проб с высоким содержанием платины содержание золота оказывается ниже чувствительности пробирного анализа.

Three horizons with PGM mineralization, named horizons A, B, and C, were found in the East Pansky layered massif. Mineralized horizons follow 'stratigraphic' boundaries of the main subdivisions of the layered massif. Each horizon has its own distinctive features – mineral composition and Pd/Pt ratio.

Horizon A is situated at the boundary between Lower Marginal zone and lower sub-zone of the Gabbronorite zone, it was traced for more than 20 km from Sungjok area to Predgorny. Pd/Pt ratio varies from 5 to 6, palladium minerals prevail in mineral composition of mineralization. Mineralization is very unstable along strike and dip, with no petrographic control.

Horizon B is controlled by the boundary between two subdivisions (Lower and Upper) of the Gabbronorite zone, the upper part of the Lower Gabbronorite subdivision is the most productive. Horizon B was traced for 12 km from Sungjok area to Churozersky. It is horizon B that makes East Chuarvy PGM deposit, the only economic deposit in the East Pansky massif. Pd/Pt ratio in this horizon is 1.5–2.5, more than 20 minerals of precious metals were found in ores.

Horizon C is controlled by the boundary between Gabbronorite and Gabbro zones, it was studied in the western part of the East Pansky massif. PGM grades is not high, usually less than 1 ppm, mineralization is mainly connected with the footwall of the Gabbro zone. Pd/Pt ratio is usually < 1, relatively high Au grades are typical. Mineralization is extremely unstable along strike and dip, no petrographic control was identified.

Gold is the third important metal in the ores, after Pt and Pd, it makes about 5% of economic value of ores. In horizon A mineralization gold content reaches 0.2 ppm, and in anomalous samples (> 10 ppm PGE+Au) it is even higher – 0.3–0.5 ppm. Gold correlates with Pd and Pt (correlation coefficient is 0.86 and 0.88 correspondingly), correlation with Cu (0.76), Ni (0.68), and S (0.49) is not so strong, but significant. Average ratio Pt/Au is 7.8, and Pd/Au=34.3.

In PGM horizon B, out of East Chuarvy deposit, gold content reaches 0.3 ppm, and in anomalous samples it is 0.3–0.65 ppm, in one sample 1.2 ppm. Gold correlates with Cu (0.91), Ni (0.80), S (0.83), Pt and Pd (0.79). Average ratio Pt/Au is 13.2, and Pd/Au=21.1. In the East Chuarvy deposit average gold grade is 0.23 ppm. Mineralization is fine disseminated, rare nested-disseminated. Size of sulfide aggregates is usually from 10 µm to 1–2 mm, in nested mineralization some 'nests' reach 2–3 cm. The main minerals are pirrhotite, pyrite, chalcopyrite, pentlandite, magnetite, ilmenite. Core samples from mineralized horizon B contain 0.1–1.2 % sulfides, and in anomalous samples up to 3–5% sulfides. Average sulfide content in the deposit is 0.6%. PGM and gold minerals typically associate with secondary silicate minerals – amphiboles, epidote and quartz, more rare – with plagioclase and pyroxene. Gold was noted mainly as native metal (98% of metal balance), early generation of native gold contains some Pd admixture, and late gold is pure. About 2% of gold is concentrated in mineral phase (Pd,Au)_{2+xAs}, which has no mineral name yet. This Palladium arsenide contains 7–9% of Au.

PGM horizon C is the most unstable in distribution of mineralization. The horizon is not studied in detail to analyze gold behavior in rocks and ores. High grades of Pt and Au were often found here in samples with no visible sulfide mineralization. In surface samples Au grades reach 2.27 ppm, and in drill core samples 0.7 ppm. But at the same time some samples with high Pt contain no gold.

Литература

Казанов О.В. Калинин А.А. Геолого-генетическая модель малосульфидного платинометального месторождения Восточное Чуарвы и ее использование при проведении поисково-оценочных работ в Восточно-Панском массиве (Кольский полуостров) // Руды и металлы, 2011, № 3–4, с. 78.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ НА РУДНОЕ ЗОЛОТО В ПРЕДЕЛАХ СЕРГОЗЕРСКОГО-СТРЕЛЬНИНСКОЙ ПЛОЩАДИ (МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Казанов О.В.¹, Калинин А.А.²

¹ОАО «Центрально-Кольская экспедиция», Мончегорск, kazanov@geokola.com

²Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, kalinin@geoksc.apatity.ru

GEOCHEMICAL ORE GOLD PROSPECTING IN THE SYARGOZERO-STRELNS PROSPECT, MURMANSK REGION

Kazanov O.V.¹, Kalinin A.A.²

¹JSC Central Kola Expedition, Monchegorsk, kazanov@geokola.com;

²Geological Institute of the Kola Science Centre, Apatity, kalinin@geoksc.apatity.ru

Несмотря на многочисленные геологические предпосылки и находки золоторудной минерализации, установленные на ранних стадиях геологоразведочных работ, потенциал золотоносности Мурманской области крайне недооценен. По состоянию на 01.01.2012 г. апробированы всего 7 рудных объектов с прогнозными ресурсами 260 т золота, оцененными по кат. P₁, P₂ и P₃, приуроченные к лопийским зеленокаменным поясам и рифтогенным структурам карельского возраста. В их числе 1 объект – рудопроявление Оленинское с прогнозными ресурсами кат. P₁ – 12 т, и еще один объект – группа проявлений Няльм-1, Няльм-2 – с прогнозными ресурсами кат. P₂ – 10 т. Остальные объекты в ранге рудных узлов и рудных районов с прогнозными ресурсами, оцененными по категории P₃, их фактическую золотоносность еще только предстоит доказать. За исключением мелкого, полностью отработанного месторождения Майское, активных рудных объектов и объектов по которым имелись хотя бы авторские оценки запасов золота на территории Мурманской области нет. В тоже время на примыкающей территории Финляндии в пределах геологических структур, аналогичных по возрасту и вещественному наполнению, известны более 20 золоторудных объектов, включая эксплуатируемые месторождения, в том числе золоторудное месторождение мирового класса Суурикусико.

Проект «Геохимические поиски на рудное золото в пределах Сергозерского-Стрельнинской площади» запущен в 2012 г. и выполняется ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» в рамках программы работ по восполнению минерально-сырьевой базы финансируемой за счет средств федерального бюджета. Целевое назначение работ – локализация и оценка прогнозных ресурсов категории P₂ – 40 т золота.

Сергозерско – Стрельнинская площадь занимает центральную часть одноименного рудного узла, приуроченного к верхнеархейскому Терскому зеленокаменному поясу, который в виде узкой полосы шириной до 25 км и протяженностью до 400 км располагается в пограничной зоне с раннепротерозойским Имандра-Варзугским палеорифтогенным комплексом. Площадь рудного узла составляет 3290 км², в т. ч. площадь развития собственно зеленокаменных пород лопия – 1200 км². Первоначальная морфология зеленокаменного пояса не ясна. Современные его очертания обусловлены размещением отдельных фрагментов зеленокаменных пород в межкупольных структурах фундамента, положением ЗКП в Южно-Варзугской зоне взбросо-сдвиговых и чешуйчато-надвиговых дислокаций вдоль границы протерозойского комплекса Имандра-Варзуга и Терского геоблока. Тектоническая блокировка более высокого порядка обусловлена региональными разломами северо-восточного направления и многочисленными, поперечными к ним разломами северо-западного направления.

В составе Сергозерско-Стрельнинского РУ выделяются собственно Сергозерский и Стрельнинский блоки, обладающие разным структурно-тектоническим обликом. Породы Сергозерского блока развиты в виде тектонизированной полосы зеленокаменных пород развитых вдоль южного борта протерозойской структуры Имандра – Варзуга. Для Стрельнинского блока характерно развитие узких зон зеленокаменных пород, развитых между крупными купольными структурами гранито-гнейсового состава.

По вещественному составу, в обобщенном виде, для Терского ЗКП характерен осадочно-вулканогенный характер разреза, который представлен верхнелопийской толщей гимольского надгоризонта (Имандровская серия) базальт-андезит-дацитового состава с конгломератами и

корами выветривания в основании и при подчиненном участии в разрезе парасланцев. Стратифицированные породы Терского ЗКП включают субвулканические тела ультраосновного и основного составов, прорваны позднегимольским Сегозерским комплексом диорит-гранодиорит-гранитного состава и пегматитовыми жилами, пересекаются поясами палеозойских даек базит-гипербазитового состава. Внутреннее строение структурно-вещественного комплекса осложняется продольными нарушениями, которые сопровождаются пликативными деформациями и гидротермально-метасоматической проработкой пород (серицитизация, окварцевание, карбонатизация, сульфидизация).

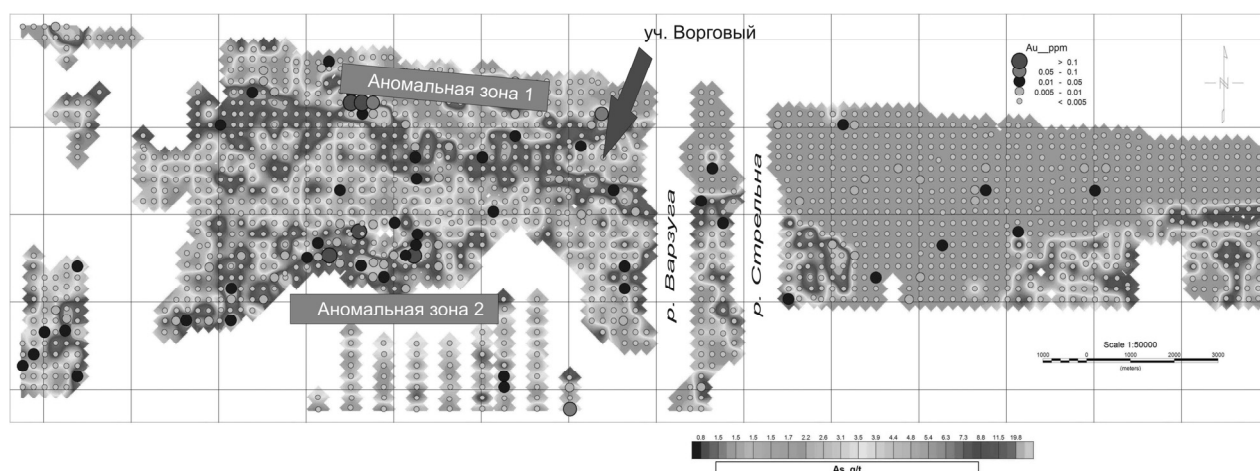
В пределах площади работ специализированные поиски золота не проводились. Однако по результатам попутных поисков в составе разномасштабных картировочных работ на площади выявлена совокупность прямых признаков золотоносности, в том числе имеющее авторскую оценку прогнозных ресурсов (28 т) проявление золота Ворговое. Наибольшее количество признаков золотоносности получено по результатам поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000 с общими поисками в пределах восточного блока Имандра-Варзугской структурной зоны и ее обрамления, завершаемых в 1988 г. Кроме проявления Ворговое в пределах площади работ известны пункты минерализации золота с содержаниями от 0,1 г/т до 4,6 г/т, большое количество точечных вторичных геохимических аномалий золота в рыхлых отложениях и рудные валуны с содержаниями 0,1 – 9,0 г/т. В пунктах минерализации золоту нередко сопутствуют: серебро – до 8–10 г/т, цинк – до 0,8 %, медь – до 0,56 %, иногда мышьяк до 1 %. По данным шлихового опробования установлено частое присутствие знаковых содержаний золота и наличие шлиховых ореолов с локальными его концентрациями до 0,6 г/м³.

Ресурсная оценка для Сергозерско-Стрельнинского рудного узла была выполнена в 2011 г. ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» в рамках работ по объекту «Переоценка прогнозных ресурсов золота, МПГ, меди, никеля, железных руд, хромовых руд, титана, молибдена на территории Мурманской области по состоянию на 01.01.2010 г.» и составила 70 т золота. Материалы апробированы в ФГУП «ЦНИГРИ».

Идеология проекта основана на широкомасштабном применении геохимических поисков по вторичным ореолам в варианте «тиллевой съемки». На первом этапе работ выполняется геохимическое опробование подошвы моренных отложений на всей площади работ (400 км²) по сети 250×250 м (16 пунктов/км²), нацеленное на выявление крупных аномалий и групп сближенных аномалий золота и элементов – спутников. Аномалии первого этапа подлежат детализации с плотностью опробования не менее 100 пунктов/км², при этом в зависимости от геометрии и степени понимания факторов, контролирующих минерализацию, детализация может осуществляться как в профильном, так и в площадном вариантах. На завершающем этапе предусматривается заверка выявленных аномалий ограниченным объемом горных и буровых работ с целью локализации и оценки прогнозных ресурсов выявленных золоторудных объектов. Аналитической базой проекта является химико-аналитическая лаборатория ОАО «Иргиредмет». Во всех пробах выполняется определение содержаний золота пробирным атомно-абсорбционным методом (порог обнаружения – 5 мг/т) и количественное определение микроэлементов. Определение содержаний микроэлементов выполняется по методике ICP AES (атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой) с предварительным растворением материала проб в царской водке. Анализируемые элементы: Ag, As, Al, B, La, Sb, Hg, Ni, Cu, Pb, P, Zn, Mo, Se, Te, Fe, Bi, Co, Cr, Mn, Ba, Cd, Ca, Mg, P, K, Na, W, V, Sc, Sn, Sr, Zr, Y, Be, S (аттестованная методика МА ИАЦ-70–2010 (ФР.1.31.2010.07431)). Пороги обнаружения элементов от 3 до 5 г/т, в т. ч. для наиболее информативных элементов геохимических спутников золота – As – 5 г/т, Te – 5 г/т, Sb – 3 г/т, Bi – 5 г/т.

Всего в ходе выполнения работ по объекту будут отобраны и проанализированы 8000 геохимических проб из донной части моренных отложений и 1600 проб коренных пород.

В настоящий момент выполняются работы первого этапа – площадное опробование по сети 250×250 м. На 1 мая 2013 г. получены аналитические данные по восточной части площади работ. С учетом неполноты полученной информации, могут быть сделаны выводы, имеющие сугубо предварительный характер:



Совмещение карты изолиний содержаний мышьяка и карты визуализации содержаний золота.
База данных по состоянию на май 2013

1. Основным поисковым признаком золоторудной минерализации являются аномалии мышьяка, что подтверждается устойчивой корреляцией этих двух элементов, полученной в ходе анализов как геохимических проб, так и проб коренных пород (рис.). При сети опробования 16 пунктов/км² золото и другие типичные элементы золоторудной ассоциации не дают сколь либо существенных аномалий. Лишь в ходе детализации на участке Ворговый внутри контура аномалий мышьяка появляются локальные аномалии золота, висмута и молибдена.

2. Геохимическая аномальная зона №1, первоначально выделенная в пределах участка Ворговый и приуроченная к границе лопийских и карельских образований, прослеживается максимумами концентраций As на протяжении 10 км к западу от излучины р. Варзуга. При этом фрагмент аномалии, соответствующий собственно участку Ворговый, не является наиболее интенсивным и контрастным. Контуры аномальной зоны близко совпадают с выделенной в результате сопровождающих геологических работ 2012 г. прогнозируемой продуктивной пачкой окварцованных серицит-хлоритовых сланцев, развитых вдоль границы лопийских и карельских образований. В 2,5 км к западу от границы участка Ворговый отмечается участок вышеупомянутой зоны, по качественным параметрам существенно превосходящий аномалии эталонного участка. Размер перспективного участка 1000×500 м. В его пределах отмечается совмещение аномалий мышьяка с локальной (6 пунктов) аномалией содержания золота (до 0,78 г/т).

3. На расстоянии 2 км к юго-западу от западной границы участка Ворговый и в 700–900 м от участка широтного течения р. Варзуга, в пределах области развития пород лопийского комплекса, по содержаниям As устанавливается еще одна субширотная аномальная зона № 2. Зона имеет сложную геометрию с изменением простирания, размер 3000×750 м, в пределах зоны отмечается совпадение максимумов содержаний золота и мышьяка. Вблизи восточного окончания аномальной зоны в одной из геохимических проб содержание золота составляет 1.87 г/т, мышьяка – 396 г/т. Всего в пределах зоны установлены 10 пунктов опробования с содержанием золота выше 0,01 г/т, в т. ч. 3 пункта с содержанием выше 0,1 г/т.

В настоящий момент геохимические работы продолжаются. Завершающая фаза работ – заверка аномалий бурением будет выполнена в 2014 г.

Geochemical exploration of Sergozero – Strel'na area is a state funded exploration project targeting gold mineralization of the Late Archaen Tersky greenstone belt (Murmansk region, Russia). The exploration program is being performed by JSC «Central Kola Expedition».

The program of work comprises 2-stage till survey over the area of 400 km². At the 1-st stage geochemical sampling of footwall facies of till sediments is being carried out at 16 points/km² (250×250 m sampling spacing). Gold and satellite element anomalies of the stage 1 are to be the subject of detailed

sampling of 100–400 samples/km² sampling density. At the final stage of exploration program the most promising anomalies will be tested by limited diamond drilling program. Totally there will be 8000 geochemical samples taken by percussion drilling. All samples will be assayed for Au (lead fire assay, detection limit 5 ppb) and for 35 elements (ICP AES, aqua regia digestion, detection limit 3–5 ppm)

The project started in 2013. So far based on 250×250 m sampling grid assay data have been obtained for the eastern part of the area only. Preliminary results are:

1. Arsenic turned out to be the most efficient indicator of Au mineralization
2. There have been identified 2 anomalous zone of As supported by local anomalies of Au, Bi, Te and Mo. The zones extend up to 10 km long, though areas where maximums of As and Au coincide are local being up to 1 km long. These local areas are considered to be the subjects of further detail geochemical works and diamond drilling.

The project is going on and is to be finished in 2014.

ЗОЛОТО ТИКШЕОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА: НОВЫЕ ДАННЫЕ

Калинин А.А.¹, Казанов О.В.², Бороздина С.В.³

¹Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, kalinin@geoksc.apatity.ru;

²ОАО «Центрально-Кольская экспедиция», г. Мончегорск, kazanov@geokola.com;

³АФ МГТУ, г. Апатиты, borozdina.svetlana@bk.ru

GOLD OF THE TIKSHEOZERO GREENSTONE BELT: NEW DATA

Kalinin A.A., Kazanov O.V. & Borozdina S.V.

¹Geological Institute, Kola Science Centre, Apatity, kalinin@geoksc.apatity.ru;

²Central Kola Expedition OJSC, Monchegorsk, kazanov@geokola.com;

³Apatity branch of the Murmansk State Technical University, Apatity, borozdina.svetlana@bk.ru

Тикшеозерский зеленокаменный пояс приурочен к зоне сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского мегаблока Балтийского щита. Пояс составляет северную часть Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов и прослеживается от пос. Зареченск на юго-западе Мурманской области в юго-восточном направлении до района губы Варалакша оз. Тикшеозеро в Северной Карелии на 120 км. В Тикшеозерском зеленокаменном поясе небольшие проявления минерализации золота известны с 80-х годов прошлого века в районе г. Винга и оз. Степанова в южной части в Иринегорской структуре [3]. Эти проявления отнесены к золото-сурьмяно-мышьяковому типу (Au 1 г/т) и представлены арсенопиритом, в том числе содержащим Sb, леллингитом, гудмундитом, бертьеритом, параммельсбергитом, тетраэдритом, пирротинитом, халькопиритом, самородной сурьмой [4].

В ходе проведенных исследований новые проявления минерализации золота были установлены в северной части Тикшеозерского пояса в Кичанской структуре в районе озер Верхние и Средние Кичаны. В центральной части Кичанской структуры гнейсы и плагиоамфиболиты составляют крупную синформную складку с размахом крыльев свыше 5 км с субвертикальной осевой плоскостью северо-западного простирания и шарниром, погружающимся к северо-западу. Юго-западное и северо-восточное крылья складки частично срезаны разломами северо-западного простирания, фиксирующимися на поверхности зонами интенсивного расщепления. Породы в пределах складки разбиты серией субсогласных нарушений-надвигов на ряд пластин, среди которых есть как пластины толщ зеленокаменного пояса – плагиоамфиболитов и плагиогнейсов, так и пластины вмещающих гранито-гнейсов беломорского комплекса. Границы между отдельными тектоническими пластинами обычно приурочены к зонам контакта различных типов пород и хорошо выделяются зонами повышенного расщепления и смятия амфиболитов или гнейсов мощностью до 50 метров. В пределах этих зон наиболее интенсивно проявлены метасоматические преобразования плагиоамфиболитов и гнейсов с развитием сульфидной минерализации.

Одна из таких зон отчетливо прослеживается по серии обнажений от оз. Средние Кичаны вдоль юго-восточного, а затем северного берега озера Верхние Кичаны до оз. Кангас на расстояние свыше 15 км, к этой зоне приурочены выявленные проявления золоторудной минерализации. В плагиоамфиболитах зоны изменения роговая обманка замещается эпидотом, диопсидом и титанитом,

плагиоклаз замещается мейонитом, в гранате альмандинового состава увеличивается доляgrossулярового минала до 40%, появляется кальцит, то есть развиваются богатые кальцием минералы, вплоть до образования скарноподобных пород. Зоны преимущественно кальциевого метасоматоза сопряжены с зонами кислотного выщелачивания – окварцевания плагиоамфиболитов и биотитовых гнейсов. В зонах окварцевания исчезает гранат, снижается содержание роговой обманки и плагиоклаза, возрастает содержание кварца, сульфидных минералов, титанит частично замещается рутилом. На перешейке между озерами Верхние и Средние Кичаны расчисткой вскрыта зона рассланцевания, смятия и окварцевания плагиоамфиболитов с пирротин-арсенопиритовой минерализацией мощностью около 1.2 м. В разрезе зоны измененных минерализованных пород можно выделить следующие зоны (сверху вниз): 1 – слабоизмененные гранатовые плагиоамфиболиты с лежащими изоклинальными складками, с редкой вкрапленностью сульфидов; 2 – зона рассланцевания и окварцевания плагиоамфиболитов с обильной вкрапленностью арсенопирита, марказита и пирротина; 3 – кварцевые метасоматиты с обильной марказит-арсенопиритовой прожилково-вкрапленной минерализацией; 4 – меланократовые гранатовые амфиболиты с редкой сульфидной вкрапленностью.

Расчистка опробована серией бороздовых проб вкрест простирания толщи на мощность 2.3 м. Средневзвешенное содержание золота по зоне минерализованных пород составляет 2.98 г/т, в том числе 0.3 м с содержанием золота 17.9 г/т. В связи с условиями обнаженности и формой выхода коренных пород и в первой, и в последней пробах разреза содержание золота выше 0.1 г/т. Таким образом, реальная мощность минерализованной зоны может быть больше обозначенных 2.3 м. В 20 м к югу взята еще одна бороздовая проба рассланцованных и окварцованных плагиоамфиболитов, перекрывающих зону окварцевания, в ней также установлено содержание золота 1.47 г/т.

В составе минерализации амфибол-кварцевых метасоматитов установлены арсенопирит, пирротин, марказит, пирит, халькопирит, сфалерит, самородное золото. Текстура оруденения вкрапленная, гнездово-вкрапленная, а на участках интенсивного развития поздних марказита и пирита прожилково-вкрапленная. Содержание сульфидной минерализации 3–10%, размер зерен сульфидов, в основном, менее 0,5 мм.

Золото высокопробное (890–913), тонкое. В аншлифах выделения золота отмечены:

а) в силикатной матрице породы в виде мелких выделений по трещинам в роговой обманке и в кварце, в виде серии микровключений в плагиоклазе, а также в краевой части зерен роговой обманки и титанита

б) в виде микровыделений золота по границе зерен арсенопирита, пирита и марказита с кварцем и силикатными минералами,

в) в виде включений округлой либо гексагональной формы в пирротине и халькопирите.

Размер выделений золота в аншлифах до 0.025 мм, это чаще всего ксеноморфные зерна, с губчатой текстурой за счет многочисленных микровключений кварца; реже встречаются идиоморфные шестигранные выделения. Отмечено обрастание гексагональных кристаллов золота пирротинном. Из навески 500 г протолочной пробы была выделена фракция 0.1–0.25 мм, где установлено свыше 150 знаков золота, все зерна ксеноморфные.

В 60 метрах к западу, то есть ~ 30 м выше по разрезу структуры, обнажается еще одна зона смятия, рассланцевания и метасоматического изменения пород на контакте плагиоамфиболитов с прослоем гранат-биотитовых плагиогнейсов. Породы содержат вкрапленную сульфидную минерализацию пирит-пирротинного типа, в окварцованных плагиогнейсах содержание золота составляет 0.8 г/т.

Еще ряд проявлений арсенопиритовой минерализации установлен в юго-западном крыле Кичанской складки, где приурочен к метасоматически измененным породам в экзоконтактовой зоне массива огнейсованных пегматоидных турмалиновых гранитов с многочисленными обособлениями турмалиновых пегматитов. В отличие от описанных выше кальциевых метасоматитов по плагиоамфиболитам, в породах данного участка преобладают существенно железистые основные метасоматиты. Арсенопирит содержится в турмалинсодержащих амфибол-кварцевых, амфибол-гранат-кварцевых, кианит-гранат-кварцевых и биотит-кварц-гранатовых метасоматитах (до 15%), минерализация гнездово-вкрапленной текстуры, размер выделений до 5 мм. В минерале установлена зональность распределения As и S: центральные части зерен обогащены мышьяком, в них также несколько повышено содержание никеля. Кроме арсенопирита в составе рудной минерализации отмечены пирротин, марказит, халькопирит и сфалерит. В проанализированных пробах установлен повышенный геохимический фон золота до 0.1 г/т, вопрос о золотоносности арсенопиритовых проявлений данного типа остается открытым.

Развитие метасоматитов связывается с регрессивным этапом позднего, свекофеннского метаморфизма амфиболитовой фации. Оцененные по гранат-биотитовому геотермобарометру РТ-условия развития метасоматитов также хорошо соответствуют условиям регрессивной стадии регионального метаморфизма свекофеннского возраста: температура 600–670°C, давление не менее 5–7 кбар [2].

По арсенопиритовому геотермометру [1,6] температуру формирования минерализации арсенопирита в парагенезисе с пирротином в зоне развития турмалиновых гранит-пегматитов можно оценить интервалом 480–520°C для центральных зон зерен арсенопирита и 400–480°C для их внешних зон. Арсенопирит в ассоциации с пирротином из золоторудных окварцованных плагиоамфиболитов также формировался при температуре 400–480°C. Сходные значения температуры минералообразования $T = 400\text{--}480^\circ\text{C}$ [5] получены для арсенопирита в парагенезисе с леллингитом из южной части пояса на участке г.Винчи.

Минерализацию золота следует отнести к золото-сульфидному стратиформному типу в базальтах и коматиитах зеленокаменных поясов. Согласно принятой в зарубежной литературе классификации исследованные проявления минерализации золота имеют все признаки орогенических гипозональных месторождений.

Tiksheozersky greenstone belt makes the northernmost part of the North-Karelian greenstone belt system in the marginal part of the Belomorsky belt. In the southern part of the belt (Irinegorsky structure) gold mineralization (1 ppm Au) was found in 1980–ties and classified as Au-Sb-As mineral type. During our study new gold occurrences were found in northern part of the belt. There, in the central part of the Kichany structure, plagioclase amphibolite and biotite gneiss form a big fold with wing spread more than 5 km. The wings are partly cut by faults. The rocks within the fold form a series of planes, separated by thrusts. Plagioclase amphibolites and gneisses in thrust zones are schistose, intensively altered and sulfidized.

One of these zones of altered rocks with thickness about 50 meters was traced for more than 15 km from Srednie Kichany Lake to Lake Kangas. The zone consists of a number of minor bodies of altered rocks. In central parts of these bodies the rocks are intensively silicified, and outer parts are enriched in Ca-rich minerals – epidote, diopside, titanite, melonite, Ca-rich garnet, calcite.

Gold-bearing arsenopyrite-pyrrhotite mineralization was found in silicified plagioclase amphibolite and in host melanocratic garnet amphibolites. Thickness of zone of silicification is 1.2 m. Sampling of mineralized zone showed 3 ppm Au for 2.3 m thickness. Mineral composition of sulfide mineralization is not complicated – the main minerals are arsenopyrite, pyrite, pyrrhotite, marcasite, accessory minerals – chalcopyrite and sphalerite. Content of sulfide mineralization is 3–15% in silicified plagioclase amphibolite, and 1–3% in host garnet amphibolite, size of sulphide grains is less than 1 mm. In polished sections native gold was noted in fractures in silicate minerals (plagioclase, hornblende, quartz, titanite), along boundaries of arsenopyrite, pyrite and marcasite with silicate minerals, and in inclusions in pyrrhotite and chalcopyrite. Size of gold grains in polished section is usually less than 25 μm , content of gold is 89.0–91.3%.

Another zone of mineralization with 0.8 ppm Au was found 30 m up the cross section, in silicified biotite gneiss at the contact with plagioclase amphibolite. A number of showings of arsenopyrite mineralization, promising for gold, were found in south-western wing of the Kichany fold in exocontact zones of tourmaline granite-pegmatite intrusions. Arsenopyrite mineralization (up to 15%) is typical for tourmaline-bearing quartz-garnet-amphibole, quartz-garnet-kyanite, and quartz-garnet-biotite metasomatic rocks. The rocks contain up to 0.1 ppm Au, but these figures are preliminary, mineralization is not studied in detail yet.

Metamorphic history of the belt includes two regional metamorphic events – in Late Archean (2.8–2.6 billion years) and in Early Proterozoic (1.9–1.6 billion years), both under conditions of amphibolite facies. Alteration of rocks and formation of gold-bearing sulfide mineralization probably took place at the regressive (post-peak) stage of the Early Proterozoic, Svecofennian metamorphic event. PT conditions of formation of garnet and biotite in altered rocks were estimated as $T=600\text{--}670^\circ\text{C}$ and $P=5\text{--}7$ kbar, these figures correspond well to conditions of regional metamorphism. Temperature of formation of arsenopyrite was estimated with arsenopyrite geothermometer, it was in the interval 400–480°C. The same temperature of arsenopyrite formation was earlier reported for arsenopyrite from Irinegorsky structure in the southern part of the belt.

Gold mineralization in Tiksheozersky belt is classified as orogenic hypozonal mineralization. According to Russian classification of gold deposits, this mineralization is stratiform gold-sulfide mineralization in basaltic and komatiitic rocks.

Литература

1. *Бортников Н. С.* О достоверности арсенопиритового и арсенопирит-сфалеритового геотермометров // Геология рудных месторождений, 1993, т. 35, № 2, с. 177–191.
2. *Калинин А.А., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А.* Метаморфизм, метасоматоз и золоторудная минерализация Тикшеозерского зеленокаменного пояса. Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы Всеросс. конф., посвященной 150-летию акад. Ф.Ю.Левинсона-Лессинга и 100-летию проф. Г.М.Саранчиной. т.1, СПб, изд. СПбГУ, 2012, с. 233–235.
3. *Кулешевич Л. В.* Золотое оруденение в докембрии Карелии // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: Материалы юбилейной научной сессии, посвященной 45-летию Института геологии Карельского НЦ РАН и 35-летию Карельского отделения РМО. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. с. 71–75.
4. *Кулешевич Л. В., Слюсарев В. Д., Гришин А. С., Земцов В. А.* Новые данные по минералогии и геохимии сурьмяно-мышьякового оруденения Северной Карелии: Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1990. С.141–160.
5. *Панфилова И. В., Кулешевич Л. В.* Использование арсенопиритового и арсенопирит-сфалеритового геотермометров для расчета температур рудных объектов Карелии // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: Материалы юбилейной научной сессии, посвященной 45-летию Института геологии Карельского НЦ РАН и 35-летию Карельского отделения РМО. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. с. 71–75.
6. *Kretschmar U., Scott S.D.* Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // Canadian Mineralogist, v.14, part3, 1976, p. 364–386.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В КОЛЧЕДАННЫХ РУДАХ ПРИХИБИНЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Карпов С.М., Волошин А.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, skarpov@geoksc.apatity.ru

GENETIC MINERALOGY OF GOLD AND SILVER IN PYRITE ORE FROM THE Khibiny AREA, KOLA PENINSULA

Karpov S. M., Voloshin A. V.

Geological institute of Kola science center RAS, Apatity, skarpov@geoksc.apatity.ru

В пределах Имандра-Варзугской структурной зоны (ИВСЗ) колчеданные рудопроявления являются широко распространенными геологическими образованиями. Проявления приурочены к верхним частям разреза структурной зоны (нижнеильмозерская свита или томингская серия), который характеризуется наличием черносланцевых и карбонатных толщ, переслаивающихся с лавами и туфами основного состава, отмечаются субсогласные тела габброидов. Порода разреза метаморфизованы в условиях биотит-хлорит-актинолитовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма [3]. На контакте с породами Хибинского массива в результате термального изохимического метаморфизма породы ИВСЗ превращены в амфибол-пироксен-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые роговики [2].

В 30-х годах прошлого столетия в зоне южного контакта Хибинского щелочного массива проводилась целенаправленная разведка на четырех месторождениях и ряде рудопроявлений [1]. Рудные тела месторождений в виде пластовых и линзовидно-пластовых залежей мощностью от нескольких см до 5–10 м прослеживаются по простиранию до первых км. Наиболее распространенными текстурными типами руд являются полосчатые, брекчиевидные, сетчато-вкрапленные.

Главным минералом руд является пирротин, определяющий серноколчеданную формационную принадлежность месторождения. Распространенным минералом является графит, в количестве до 10%. В рудах повсеместно присутствуют сфалерит, халькопирит, молибденит, галенит и другие. К поздним мине-

ралам, развивающимся по пирротину, относятся пирит и марказит. В колчеданных рудах выявлена редкая ванадиевая минерализация двух ветвей: собственно ванадиевая (карелианит – мухинитовая ассоциация) [4] и открытая недавно титан – ванадиевая ветвь, которая представлена минеральными фазами, состав которых характеризуется высокими содержаниями скандия (Sc_2O_3 до 2.4 мас. %) и редких земель (REE_2O_3 до 10 мас. %). Типоморфной для руд является уран-редкоземельная минеральная ассоциация, членами которой являются простые и сложные оксиды U и Pb, фосфаты и карбонаты Y и REE.

Впервые для региона в колчеданных рудах Прихибинья установлены прямые признаки благородной минерализации, проявленной в двух ассоциациях: золото – арсенопирит – лёллингитовая (*Au-Apy-Lo*) и серебряная сульфидно – кварцевая (*Ag-S*) [5]. Минеральные формы благородных металлов представлены элементами, сульфидами и их аналогами, Sb-сульфосолями (табл.1).

Таблица 1

Минералы благородных металлов колчеданных проявлений Прихибинья

Минералы	Формула	Ассоциация
Золото	Au	<i>Au-Apy-Lo</i>
Гессит	Ag_2Te	
Петцит	Ag_3AuTe_2	
Волынский	AgBiTe_2	
Садбериит	$(\text{Pd}, \text{Ni})\text{Sb}$	
Mph 2	$\text{Pd}(\text{Sb}, \text{Te})_2$	
Серебро	Ag	<i>Ag-S</i>
Аргентопентландит	$\text{Ag}(\text{Fe}, \text{Ni})_8\text{S}_8$	
Пираргирит	Ag_3SbS_3	
Стефанит	$\text{Ag}_5[\text{SbS}_4]$	
Mph 1	$(\text{Fe}, \text{Cu}, \text{Ag})_3\text{Pb}[\text{SbS}_4]$	

Золото – арсенопирит – лёллингитовая ассоциация отмечается во всех текстурных разновидностях руд и является типоморфной ассоциацией колчеданных руд Прихибинья. Она представлена арсенопирит – лёллингитовыми агрегатами, иногда идиобластами с включениями графита и пирротина, размером от 0.1 мм до 1.5 см. Центральная часть агрегатов сложена лёллингитом, а внешняя – арсенопиритом. В отдельных агрегатах сохраняются лишь реликты лёллингита в виде блоков. Минералы благородных металлов занимают строго определённую генетическую позицию в данной ассоциации, локализуясь по границе лёллингита и арсенопирита в виде тонких и ультратонких выделений (< 5 мкм), неправильной, часто вытянутой вдоль границ формой. Минералы благородных металлов здесь представлены следующими минеральными видами: золото, петцит, гессит, волынский, садбериит и фаза состава $\text{Pd}(\text{Sb}, \text{Te})_2$. Распространённым минералом этой генетической ассоциации является алтаит. Химические составы минералов ассоциации приведены в табл. 2.

Таблица 2

Химический состав минералов *Au-Apy-Lo* ассоциации, (мас.%)

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Au	78.14	33.93	21.81							
Ag	21.86	66.07	43.83	69.06	21.48					0.19
Pd						47.31	29.12			
Fe						1.60			21.59	29.87
Co									1.88	2.28
Ni						1.12			4.07	1.66
Pb								66.82		
Te			34.36	30.94	48.31		15.92	33.18		
Sb						49.98	54.96		0.74	0.25
As									69.39	49.16
Bi					30.21					
S									1.81	17.62
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.47	100.83

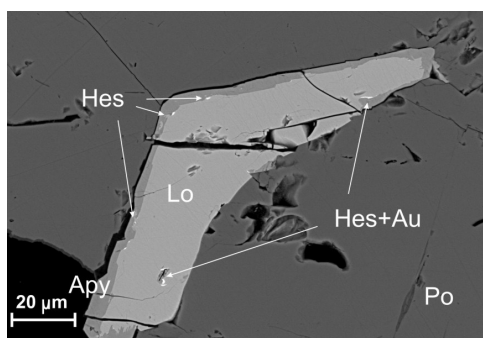
Примечание: 1 – золото; 2 – электрум; 3 – петцит; 4 – гессит; 5 – волынский; 6 – садбериит; 7 – Mph Pd-Sb-Te; 8 – алтаит; 9 – лёллингит; 10 – арсенопирит. 1–8 – анализы на LEO 1450 с энергодисперсионным спектрометром Röntec, сумма нормирована на 100%; 9 – 10 – микрозондовые анализы Cameca MS-46.

Выделение серебряной сульфидно – кварцевой ассоциации обусловлено нахождением минералов серебра в виде включений в поздних сульфидах, полисульфидных сростаний в кварцевых прожилках и зонах. Благородная минерализация здесь представлена минеральными фазами: серебро, сульфиды и Sb – сульфасоли серебра. В этой же генетической ассоциации находится галенит и брейтгауптит. Серебро локализуется по границе минеральных фаз и микротрещинам, образуя тонкие (менее 5 мкм) неправильной формы зерна, просечки, а также дендритовидные образования в сфалерите. Химические составы минералов данной ассоциации приведены в табл. 3.

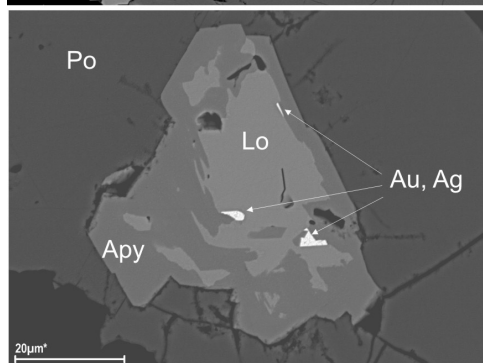
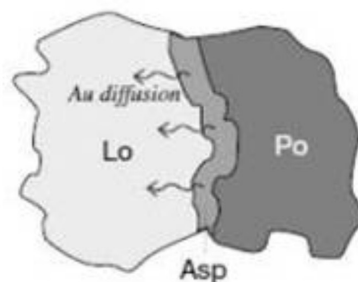
Таблица 3

Химический состав минералов Ag-S ассоциации, (мас. %)

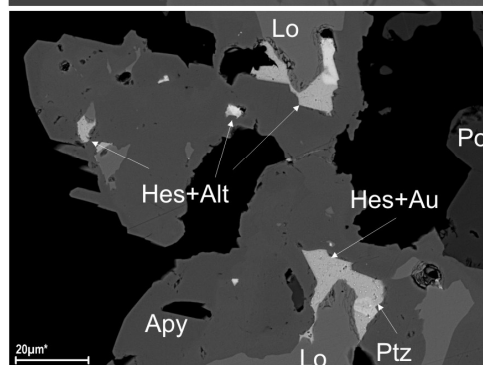
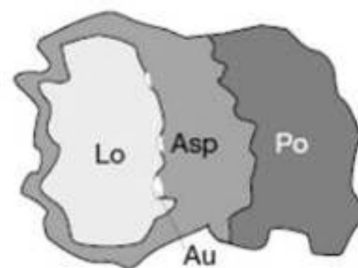
Элементы	1	2	3	4	5	6
Ag	99.05	56.52	76.99	13.75	13.72	
Fe	0.95			8.95	35.33	6.63
Ni					19.15	30.57
Pb				32.46		
Cu				7.25		
Sb		23.72	9.76	19.46		62.80
S		19.76	13.25	18.12	31.8	
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00



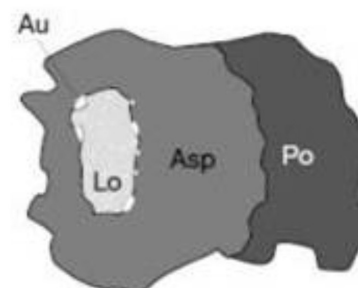
А. Невидимое золото в лёллингит, диффузия золота в лёллингит из зоны замещения с возможным образованием ультратонких выделений.



Б. Появление тонких выделений золота по границе реакционной зоны.



В. Укрупнение и возрастание числа золотинок на границе, появление коллоидного золота в лёллингит.



Стадии замещения золотосодержащего лёллингита арсенопиритом и перераспределение золота при данном процессе
Справа – теоретическая модель [6], слева – реальные ансамбли минералов в колчеданных рудах Прихибинья.

Генетическая модель формирования благородной минерализации золото-арсенопирит-леллингитовой ассоциации в колчеданных рудах схематически отражена на рис. Согласно экспериментальным исследованиям по поведению золота при метаморфизме арсенопирита и пирротина было установлено, что образование лёллингита соответствует пику прогрессивного этапа метаморфизма, и золото в лёллингите сосредоточено в рассеянном состоянии (невидимое золото) [6]. При ретроградном метаморфизме происходит реакционное замещение лёллингита арсенопиритом, при этом Au (а в нашем случае также Ag, Pd и Pb) перераспределяется внутрь лёллингита и далее, при строго определенных физико-химических условиях выделяется в виде самостоятельных фаз по реакционной границе замещения.

Формирование серебряной кварц – сульфидной ассоциации связывается нами с воздействием гидротермально-метасоматических (метаморфогенных) растворов на первичные руды.

Massive sulfide occurrences within the Imandra-Varzuga greenstone belt are widely spread geological formations. Ore bodies have bedded and lens-bedded shapes of units ranging from a few centimeters to 5–10 m thick. They are traced along strike up to several kilometers. The structures of ores are represented by several types: banded, brecciform, net-disseminated.

Pyrrhotite is the main mineral of the ores. There are sphalerite, chalcopyrite, molybdenite, galena etc in the ores. Vanadium mineralization has been identified: vanadium and titan – vanadium branch of a mineralization. Titan – vanadium mineralization is represented by several mineral phases with compositions, which characterized by high grade of scandium (Sc_2O_3 to 2.4 wt %), and rare earths (REE_2O_3 to 10 wt %). Uranium-rare-earth mineral assemblage is typomorphic for the ores. Simple and complex oxides of U and Pb, phosphates and carbonates of Y and REE are the members of these assemblages.

Mineralization of the two assemblages: gold – arsenopyrite – löllingite (Au-Apy-Lo) and silver sulfide – quartz (Ag-S) has been identified for the first time at Khibiny region. Mineral phases of precious metals are represented by elements, sulfides and their analogues, and sulfantimonites.

Gold – arsenopyrite – löllingite assemblage is represented by the zoning aggregates or, sometimes, idiomorphic crystals of arsenopyrite and löllingite ranging from 0.1 mm to 1.5 sm. Gold and other minerals are situated in corrosion rims löllingite and arsenopyrite in the form of thin and ultrathin secretions (<5 micron). Minerals of precious metals are represented by the following mineral phases: gold, petzite, gessite, volynskite, sudburyite and $\text{Pd}(\text{Sb}, \text{Te})_2$ phase. Altaite is widespread mineral of this assemblage. The forming of gold and other minerals of this assemblage has happened according to the experimental data during the retrograde metamorphism of gold-bearing löllingite.

Silver, sulfide and Sb – sulfosalts of silver are the minerals of silver sulfide-quartz assemblage. They form inclusions in the later sulfides and polysulfide concrescences in quartz veins and zones. Galena and breithauptite are found in this assemblage too. The forming of silver – sulphide – quartz assemblage is connected with the influence of hydrothermal-metasomatic (metamorphic) solutions for the primary ore.

Литература

1. Годовиков В.Н., Михалев Д.Н. Материалы по пирротиновым месторождениям Южного склона Хибинского массива //Хибинские редкие элементы и пирротины. Хибинский сборник. Т.V / Под ред.А.Е. Ферсмана. Л. Госхимтехиздат. 1933. С. 189–202.
2. Горстка В.Н. Контактная зона Хибинского массива (геолого-петрографические особенности, химизм и петрология). Л.: Наука. 1971. 99 с.
3. Имандра-Варзугская зона корелид (геология, геохимия, история развития)/ Загородный В. Г., Прядовский А. А., Басалаев А. А. и др.. Л., «Наука». 1982. 280 с.
4. Карпов С.М., Волошин А.В., Савченко Е.Э., Селиванова Е.А. Минералы ванадия в рудах колчеданного месторождения Пирротиновое ущелье (Прихобинье, Кольский полуостров) // Зап. РМО. № 3. 2013. С. 83–99.
5. Карпов С.М., Волошин А.В., Савченко Е.Э. Минералы благородных металлов в колчеданных рудах месторождения Пирротиновое ущелье (Кольский полуостров)//Труды IX Всероссийской Ферсмановской научной сессии, посвящённой 60-летию Геологического Института КНЦ РАН (1 – 4 апреля 2012 г.). Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во К & М, 2012. С. 255–260.
6. Tomkins A.G., Mavrogenes J.A. Redistribution of Gold within Arsenopyrite and Löllingite during Pro- and Retrograde Metamorphism: Application to Timing of Mineralization//Economic Geology. Vol. 96. 2001. P. 525–534.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ТОКШО-ВОЛОШОВСКОЙ ЗОНЫ СУМОЗЕРСКО-КЕНОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Каячев Н.Ф.

ООО НИЦ «СИБГЕОНАФТ», Новосибирск, NFkayachev@yandex.ru

GOLD POTENTIAL OF THE TOKSHO-VOLOSHOVSKAYA ZONE OF THE SUMOZERO-KENOZERO GREENSTONE BELT, SE BALTIC SHIELD

Kayachev H.F.

NIC Sibgeonaft OJSC, Novosibirsk, NFkayachev@yandex.ru

Золото является типичным полезным ископаемым докембрийских зеленокаменных поясов. По данным многих авторов на долю зеленокаменных поясов архейского и нижнепротерозойского возраста приходится около 30% добычи золота в мире [1]. Поэтому еще в 90-х годах прошлого века при проведении тематических геологических работ по изучению магматизма, метаморфизма и металлогении Токшо-Волошовской зоны Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса юго-восточной части Балтийского щита, основное внимание было уделено перспективам золотоносности района.

Общие геологические предпосылки указывают на весьма высокую перспективность района исследования в отношении золотоносности. В разрезе мезоархейских осадочно-вулканогенных отложений лопийского комплекса картируются мощные толщи коматиитов, коматиитовых базальтов, базальтов и высокоуглеродистых сульфидных отложений, которые могут быть потенциально исходными породами, обогащенными золотом. Лопийские отложения интенсивно дислоцированы, вмещают массивы гипербазитовой, габбро-диабазовой формаций, осложнены разломами различного порядка, зонами расланцевания, скалывания, прорываются массивами гранитоидов.

Метаморфизм осадочно-вулканогенных отложений от зеленосланцевой до амфиболитовой фации сопровождается интенсивными метасоматическими и гидротермальными изменениями с образованием отдельных кварцево-жильных систем, кварцевых жил с сульфидной минерализацией, зон лиственитизации, пропилитизации, сульфидизации, карбонатизации, окварцевания, турмалинизации, калиевого метасоматоза и т.д.

В процессе проведения тематических работ было проведено детальное геохимическое изучение распределения золота почти во всех петрографических типах пород района с расчетом для них кларковых концентраций и характера миграции в гидротермально-метасоматических колоннах (более 600 определений атомно-абсорбционным методом). Исследование показало, что породы Токшо-Волошовской зоны содержат концентрации золота, сопоставимые с аналогичными породами древних щитов, несущих крупные промышленные месторождения.

Результаты перепробования керн скважин с использованием данных глубинного геологического картирования Плесской ПСЭ позволило автору выявить ряд рудопроявлений самородного золота и промышленных содержаний по результатам аналитических методов.

В пределах Токшо-Волошовской структурной зоны Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса выделяется несколько благоприятных геологических обстановок приуроченности выявленной золоторудной минерализации.

1. Зоны разрывных нарушений, зоны скалывания в базальтах, коматиитовых базальтах, диабазов, сопровождаемые мощными (до 3,5 м) кварцевыми, реже карбонат-кварцевыми жилами (Святозерское рудопроявление). Зоны скалывания приурочены к региональным разломам, контролирующим простирающие массивы гипербазитовой, габбро-гипербазитовой, габбро-диабазовой формаций. Изменения вмещающих пород выражены слабо. Рудные тела представлены кварцевыми, реже карбонат-кварцевыми жилами. Главным рудным минералом является самородное золото.

2. Зоны метасоматического изменения осадочно-вулканогенных и магматических образований. Представлены лиственитами, зонами сульфидизации, карбонатизации, окварцевания (рудопроявления Кенозерское, Горня, Волошовское, Игнатозерское). Рудные тела представлены зональными метасоматитами с резкими и постепенными переходами к вмещающим породам.

3. Зоны экзоконтактов гранитоидов с осадочно-вулканогенными отложениями лопийского комплекса (рудопроявление Северо-Волошовское). Мощные зоны гранитизации лопийских отложений в зоне контактов их с гранитоидами, описание автором золотоносных турмалин-карбонат-кварцевых метасома-

титов, позволяет говорить о рудогенерирующей роли гранитизации в формировании некоторых типов месторождений в регионе, в т. ч. золота, по аналогии с другими районами [2].

По формационной принадлежности золотая минерализация района относится к двум типам: золото-кварцевому и золото-сульфидному. В составе золото-сульфидной формации выделены золото-лиственитовая и золото-кварц-карбонатная подформации.

Золото-кварцевая формация. К данной формации относится выявленное автором Святозерское рудопроявление в районе одноименного озера при опробовании скважины 019. Святозерское рудопроявление золота приурочено к зоне контакта и смятия в юго-восточном экзоконтакте массива гипербазитов с метабазами. Разломы, контролирующие положение гипербазитов, осложняются серией субпараллельных разрывных нарушений, трещин отрыва и скалывания. К этим разрывным нарушениям приурочены кварцевые жилы, которые сопровождаются самородной золоторудной минерализацией.

Вмещающие породы кварцево-жильных систем и зон окварцевания представлены толеитовыми базальтами. По геологической обстановке Святозерское рудопроявление золота относится к наиболее распространенному и важному типу месторождений в зеленокаменных поясах-локализованных в зонах скалывания в базальтах [1]. В составе рудопроявления выделено два рудных тела, соответствующих двум наиболее крупным кварцевым жилам, несущим самородное золото. Мощность наиболее крупных жил от 1 до 3,5 метров. Границы их с вмещающими базальтами как резкие, так и постепенные-через зону окварцевания и реже карбонитизации по системе незакономерно ориентированных мелких прожилков.

Главными минералами являются кварц и самородное золото. Среди второстепенных минералов отмечаются карбонат, хлорит, альбит, пирротин, халькопирит. Сульфиды в породах распределены крайне неравномерно и часто пространственно разобщены с кварцевыми жилами. Изотопный состав серы сульфидов близок к метеоритному стандарту и характеризуется положительными значениями $\delta^{34}\text{S} = +1.5\text{‰}$.

Самородное золото выделено в пробах-протоколках. В двух небольших пробах весом 250–300 грамм изучено 10 зерен. Формы выделения самородного золота довольно разнообразные, пластинчатые, комковатые, дендритовые, знаки с реликтами октаэдра. Размеры золотин и его пробность указаны в таблице (табл.).

Состав самородного золота рудопроявлений Токшо-Волошовской зоны

Формация	Проявление	№ пробы	Размеры, мм	Au	Ag	Cu	Hg	‰
Золото-кварцевая	Святозерское	Рудное тело № 1						
		019/177,7–1	0,20 x 0,15	96,11	2,87	0,41	0,00	971
		019/177,7–2	0,35 x 0,20	96,33	2,15	0,49	0,10	978
		019/177,7–3	0,55 x 0,30	93,00	5,85	0,27	0,00	941
		019/177,7–4	0,15 x 0,05	95,85	2,69	0,33	0,20	973
		Рудное тело № 1						
		019/241,5–1	0,05 x 0,05	94,75	4,45	0,13	0,40	955
		019/241,5–2	0,23 x 0,15	94,95	3,93	0,08	0,30	960
		019/241,5–3	0,10 x 0,10	95,21	4,10	0,16	0,30	959
		019/241,5–4	0,20 x 0,15	95,24	4,45	0,11	0,40	955
		019/241,5–5	0,25 x 0,08	95,71	4,28	0,09	0,00	957
		019/241,5–6	0,25 x 0,10	95,70	4,27	0,08	0,00	957
Золото-сульфидная	Горня	38A/1	0,15 x 0,20	86,83	12,10	0,34	0,00	878
		38A/1	0,20 x 0,10	93,10	6,19	0,41	0,20	938
	Игнатозерское	09/285	0,10 x 0,05	83,67	15,35	0,25	0,00	845
	Кипозерское	023/27,4	0,15 x 0,10	93,87	4,80	0,33	0,10	951

Золото-сульфидная формация подразделяется нами на золото-лиственитовую и золото-кварц-карбонатную.

Золото-лиственитовая подформация достаточно подробно описана в скважинах 23 и 25 Кенозерского рудопроявления. Листвениты приурочены к контактам коматиитов с метабазами и делятся на апосерпентинитовые и апобазальтовые. Листвениты представлены грубо рассланцованными породами зеленовато-серого, либо ярко-зеленого цвета. Минералогический состав лиственитов определяется сочетанием минералов: хлорита, мусковита, пирита, кварца, карбоната. Реже отмечаются альбит, актинолит, серицит, эпидот. Содержание мусковита обычно составляет 5–10%, но в скважине 25 достигает 50%. Вкрест простираения тела лиственитов описывается явно выраженная зональность, зависящая от характера метасоматических изменений и состава вмещающих по-

род. Характерной особенностью лиственитов является обильная вкрапленность пирита, содержание которого доходит до 30%.

С целью изучения последовательности процесса образования лиственитов были выполнены расчеты баланса вещества по методам Ю.В. Казыцына и В.А. Рудника (1968). В результате были установлены общие черты процесса лиственитизации по разрезам скважин. Практически всегда в процессе лиственитизации происходит вынос Ti , Fe^{2+} , P , H_2O . Во всех без исключения случаях при образовании лиственитов привносятся Si , Ca , K , Mn , Fe^{3+} (по-видимому, за счет окисления Fe^{2+}). Максимальный привнос характерен для калия.

Собственно золотое оруденение с промышленными содержаниями (>3 г/т) приурочено к центральной части метасоматической колонки, в которой наряду с обильным содержанием (до 30%) пирита присутствуют жильный кварц и реже карбонат. Основным концентратором золота является пирит, что подтверждается их тесной корреляцией. В протоловках самородное золото отмечается крайне редко. Листвениты сопровождаются контрастными первичными ореолами Zn , Pb , Ag , As , Sb , Sn .

Золото-кварц-карбонатная подформация по структурному положению сходна с золото-лиственитовой и представлена более широко. Многочисленные проявления, выделенные как по геохимическим данным, так и по установлению самородного золота в процессе детального изучения проб-протолок, приурочены к тем же структурно-тектоническим элементам, что и листвениты. Главным отличием ее является почти полное отсутствие мусковита. В отдельных рудопроявлениях типоморфным минералом является турмалин (Северо-Волошовское). Северо-Волошовское рудопроявление связывается нами с процессом интенсивной гранитизации осадочно-вулканогенных отложений лопия.

Гидротермально-метасоматические изменения нередко аналогичны некоторым фациям пропилитов. Основным процессом золоторудных проявлений является карбонатизация. В интенсивно карбонатизированных гидротермалитах содержание кальцита достигает 60%. Карбонатизация сопровождается сульфидной халькопирит-пиритовой, пирротиновой минерализацией. Содержание сульфидов достигает 10–15%. Содержание золота по отдельным пробам превышает 4 г/т.

В процессе проведения работ была дана подробная геологическая характеристика рудопроявлений, дана характеристика самородного золота, типоморфных особенностей сульфидов, отличающих их от других сульфидных проявлений, не связанных с золоторудной минерализацией, разработаны структурно-тектонические, магматические, геофизические, петрохимические, геохимические, минералогические поисковые критерии и признаки, которые сгруппированы в соответствии выделением объектов I, II, III порядков.

По данным переинтерпретации геолого-геофизических данных автором были даны рекомендации для изучения рудопроявлений путем бурения скважин. В дальнейшем большинство рудопроявлений оказалось в зоне действия Кенозерского заповедника и геологические работы там запрещены. Но это не является ограничением для выявления проявлений и промышленных месторождений золота вне территории действия заказника. Поэтому работы по изучению золотоносности Токшо-Волошовской зоны и сопредельных участков рекомендуется продолжить.

General geologic setting gives evidence of high gold content in the Toksho-Voloshovsk structural zone confined to the Sumozero-Kenozero greenstone belt (south-east part of the Baltic Shield).

In the mezoarchean volcanogenic sedimentary rocks (Lopiysk complex) thick sequences of the komatiite, komatiite basalts, basalts and high-carbon sulfide-bearing sediments have been mapped. These rocks are likely to have high gold content. In particular, Karen sequence that is 600m thick consists of the komatiite to the extent of 60%. Volcanogenic sedimentary rocks are severely faulted and contain blocks of ultrabasic, gabbro-diabase. They are complicated by the second-order faults, zones of schistosity and shear zones. Greenstone to amphibolite facies metamorphism was accompanied by strong metasomatic and hydrothermal changes resulted in origin of the sulfide-bearing quartz veins, zones of listvenitization, propylitization, sulfidation, silicification; tourmalinization, K-metasomatism; etc.

Detailed geochemical study of the gold distribution practically in all rocks types of the region has been conducted. Clark concentrations have been calculated and gold migration character within the hydrothermal metasomatic column has been studied (more than 600 samples were analyzed by neutron-activation method). According to the results of the studies, the rocks within Toksho-Voloshovsk zone show increased gold concentration compared to that in the ancient shields comprised large commercial gold fields.

Sampling and detailed study made it possible to reveal free gold mineralization and mineable gold from the results of analytical methods. Within Toksho-Voloshovsk structural zones confined to the Sumozero-Kenozero greenstone belt several promising geologic environments in terms of the gold mineralization have been revealed:

1. Faults zones, shear zones in basalts, komatiites, komatiite basalts, diabases accompanied by thick (up to 3.5m) quartz veins, and, occasionally, carbonate-quartz veins (Svyatozero ore occurrence);
 2. Zones of metasomatic change of ultrabasites, komatiites, basalts represented by listvenites, zones of sulphidation, carbonatization, silification (Kenozero, Gornya, Voloshovsk, and Ignatozer gold occurrences);
 3. Zones of exo-contact of granitoid and volcanogenic sedimentary rocks (Lopiysk complex) accompanied by zones of granitization, beresitization, tourmalinization (Severo-Voshovsk ore occurrence);
- In terms of minerogenic characteristics the gold mineralization of the region is of two types: gold-quartz and gold-sulfide-quartz formations. Gold-sulfide-quartz formation is divided into gold-listvenite and gold-quartz-carbonate sub-formations.

While conducting the research work, detailed geologic characterization of the ore occurrences and free gold has been given. Typomorphic features of the sulfide minerals (chemical and microelemental composition, thermal EMF, isotopes) have been described. These features have been compared with characteristics of the sulfide ore occurrences that are not associated with gold mineralization.

Structural and tectonic, magmatic, geophysical, geochemical and mineralogical indicators of gold mineralization have been developed for the study area. These indicators have been arranged into groups based on revealing the exploratory targets of the first, second and third orders.

Литература

1. Ручкин Г.В., Дерюгин Ю.Н. Золотоносность архейских зеленокаменных поясов. М., 1985. 35 с. (Геол., методы поисков и разведки м-ний метал. полезн. ископаемых. Обзор/ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-развед. работ. ВИЭМС).
2. Попов Ю.В., Чайка В.М. Рудоносность зеленокаменных поясов. М., 1985. 51 с. (Общ. и регион. геология, геол. картирование. Обзор/ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-развед. работ. ВИЭМС).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ГАЛАДЖЫКСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (АЗЕРБАЙДЖАН)

Керимов Р.Б., Велизаде С.Ф., Эфендиева Э.Н.

Институт Геологии Национальной Академии Наук Азербайджана, Баку, anrugo@rambler.ru

SOME CHARACTERISTICS OF ORE-HOSTING ROCKS FROM GALADZHYK GOLD OCCURRENCE, AZERBAIJAN

Kerimov R.B., Velizade S.F. & Efendieva E.N.

Geology Institute of Azerbaijan National Academy of Sciences, Baku, anrugo@rambler.ru

Галаджыкское рудопоявление, являющееся одним из перспективных золоторудных объектов Дуруджинской структурно-формационной зоны, локализуется среди интенсивно дислоцированных песчано-глинистых отложений юрской черносланцевой толщи. В пределах рудопоявления субширотнo ориентированные рудоносные зоны сопровождаются гидротермальными изменениями и прослеживаются на расстоянии около 2-х километров вдоль Зангинского и Кайнарского глубинных разломов, падающих на север под углом 45–50° и осложняющих внутреннее строение Дуруджинской антиклинали. Мощность зоны по простираию колеблется в пределах 1,5–12,0 м. Она представлена раздробленными, рассланцованными глинистыми отложениями почти черного цвета с маломощными (0,1–2,0 см) прослойками алевролитов, реже тонкозернистых алевритистых песчаников и песчаников.

Черносланцевая толща характеризуется повышенным содержанием органического углерода (С_{орг.}), концентрация которого иногда достигает 5–8, реже до 10%. Природные соединения органического углерода в тонкорассеянной и тонкодисперсной формах присутствуют почти во всех породах Галаджыкского рудопоявления. Наиболее распространенная тонкодисперсная форма указанных об-

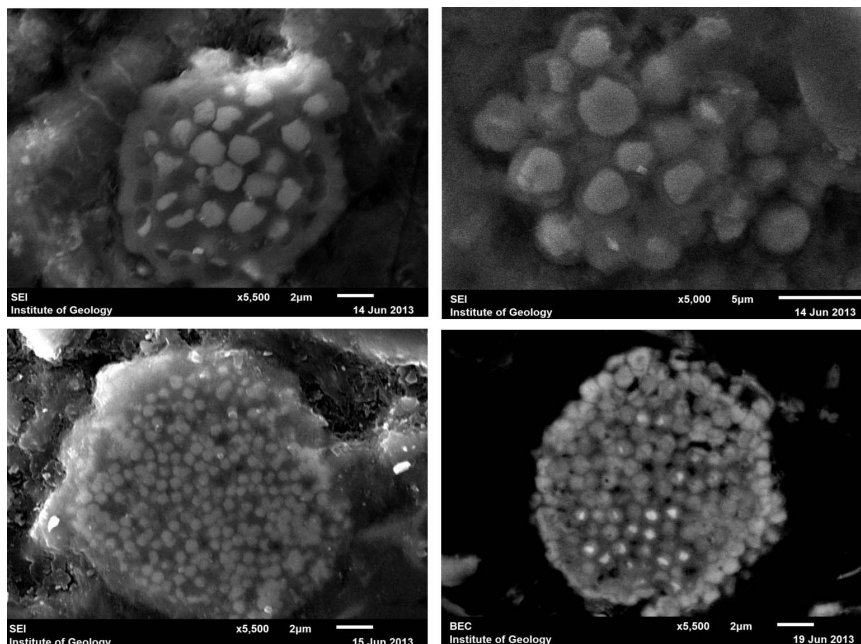
разований является первичной. Наличие в породах органического вещества установлено микроскопическими и термическими исследованиями. Так, почти на всех кривых дифференциального термического анализа испытуемых образцов отмечается экзотермический эффект с максимумом при 430° или 445°, что соответствует выгоранию органического вещества, претерпевшего региональный метаморфизм. Рассеянное в породах органическое вещество значительное преобразование претерпели при региональном метаморфизме, в процессе которого в сланцах сначала осуществляется постепенное разрушение первичного органического вещества (при температуре 300–400°C), далее – сульфидных минералов и в результате происходит выделение золота из состава тех и других.

Специфической особенностью черносланцевой толщи является наличие горизонта протяженностью до нескольких десятков метров, представленного многочисленными конкрециями, отличающимися по составу, форме и размерам. Наряду с мономинеральными сидеритовыми, пиритовыми и марказитовыми конкрециями, установленными и на других участках Дуруджинской зоны [1], наблюдаются также полиминеральные конкреции, в которых количественно преобладающие пирит и марказит сопровождаются сфалеритом и галенитом. Часто отмечаются также конкреции глинистого, глинисто-сидеритового и другого состава. Встречаются овальной, почко- и линзовидной, иногда шарообразной формы образования, размеры которых колеблются от первых десятых долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров. Среди песчано-глинистых пород, участвующих в геологическом строении Галаджыкского золоторудного проявления, впервые нами отмечены прослои карбонатных пород, представленных крипто-, микро- и тонкозернистыми доломитами и кремневыми известняками. Во всех разностях доломитов в том или ином количестве присутствуют глобулы, мелкие включения, различной формы агрегаты и тонкие нитевидные прожилки пирита, а также прожилки кальцита и гипса, редкие зерна полевых шпатов и кварца. В некоторых разностях доломитов в значительном количестве присутствует анкерит. Известняки окремнены, заражены органическими соединениями и густо усыпаны глобулями и пылевидными включениями пирита. Общим для всех карбонатных пород является присутствие в их составе органических соединений, пирита и тонких прослоек гипса. Местами наблюдаются ожелезненные участки.

На рудопроявлении сульфидная минерализация сконцентрирована в пределах продуктивного конкреционного горизонта, обогащенного $C_{орг.}$, где участки интенсивного проявления пиритовых и сидерит-пиритовых конкреций обычно характеризуются повышенными содержаниями золота. В рудоносной зоне она отмечается в виде вкрапленников, гнезд, маломощных (5–6 см) прожилков и мелких линзовидных образований пирита, изредка сопровождаемого небольшим количеством халькопирита. Нерудные минералы представлены в основном кальцитом, кварцем и гипсом, слагающими прожилки и мелкие гнездово-пятнистые образования. Из гипергенных минералов присутствуют различные гидроокислы железа, наблюдаемые в виде маломощных прожилков, а также тонких каемок вокруг выделений пирита. Главный сульфид рудопроявления – пирит обычно встречается в виде неравномерно распределенных в гидротермально-измененных, песчано-глинистых породах вкраплений и мелких скоплений изометрических зерен. Местами отмечаются струйчатые обособления и цепочечно расположенные мелкие выделения пирита. На электронно-микроскопических снимках образцов иногда наблюдаются псевдоморфозы последнего по остаткам микроорганизмов. Неотъемлемой частью сульфидной минерализации являются нередко встречающиеся сферические агрегаты пирита (рис.), известные в геологической литературе как «фрамбоиды», «глобулиты», «оруденелые бактерии», «колчеданные шарики», «икряной пирит» и т.п. Строение этих мелких образований, размером всего до нескольких десятков микрон в поперечнике, особенно отчетливо проявляется при изучении их под электронным микроскопом. Глобулярные агрегаты характеризуются тесным срастанием многоугольной формы мельчайших изометрических зерен, величина которых измеряется первыми микронами. Наряду с одиночными глобулитами часто встречаются также тесно расположенные сферолиты минерала. Не исключая принципиальную возможность экспериментально доказанного формирования глобулярных обособлений как биогенным, так и абиогенным путем, отметим, что частая приуроченность аналогичных агрегатов на Галаджыкском рудопроявлении к прослойкам вмещающих пород, обогащенных $C_{орг.}$, и ассоциация их с псевдоморфозами указанного минерала по микрофаунистическим остаткам позволяют относить их к пиритгенерирующим микроорганизмам или метасоматическим образованиям, развивавшимся по отмершим микроорганизмам.

Главная масса золота на рудопроявлении связана с пиритом, в зернах пятнисто-вкрапленных и прожилковых образований которого оно рассеяно в тонкодисперсной форме. Возможно также присутствие мелких включений золота, ремобилизованного при разложении микроорганизмов и

сингенетических пиритов метаморфическими и гидротермальными процессами. Следует подчеркнуть, что невидимое золото в метаморфогенно-гидротермальной системе сосредоточенное в пирите, в последующих этапах становится видимым [2]



Глобулярные агрегаты пирита под электронным микроскопом

В рудоносной зоне, обогащенной $C_{орг.}$, концентрации золота и серебра варьируют в пределах от 0,4 до 1,6 г/т и от 1,2 до 13,6 г/т соответственно [3]. Наряду с этими неравномерно распределенными металлами в зоне установлено наличие также меди, молибдена, цинка, свинца, кобальта, никеля и целого ряда других элементов.

Анализ вышеуказанных особенностей рудовмещающих черносланцевых отложений данного проявления может содействовать правильному определению наиболее эффективного реагента-растворителя, выбору оптимальной технологии выщелачивания из руд и пород рудоносной зоны золота, серебра и сопутствующих им других металлов при проведении экспериментальных исследований.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Фонда развития Науки при Президенте Азербайджанской Республики – Грант № EIF-2012-2(6)-39/14/2.

Galajyk manifestation is one of the perspective goldore objects of Duruju structural-formational zone. It locates among sandy-clayey beds of Jurassic blackshale series. Here sublatitude oriented orebearing zone, length up to 2 km, can be traced near Kainar deep fault. Its thickness varies within 1,5–2 m. Blackshale series is characterized by high content of organic carbon. Its concentration reaches 5–8, rarely 10%. Specific peculiarity of blackshale series is availability of concretion horizon. The last is represented by numerous concretion, which differ in composition, form and sizes. Concretions of siderite, pyrite, marcosite, clayey, clayey-siderite and of other composition can be found and also oval-shaped, kidney-shaped, lens-shaped, sometimes spherical concretions.

Sulphide mineralization concentrated within productive concretion horizon. Here parts of intensive manifestations of pyrite and siderite-pyrite concretions can be characterized by high contents of gold. In orebearing zone of sulphide mineralization is represented veins, impregnation, nests and small lens-shaped formations of pyrite. Globular formations of mineral are frequently found. Sometimes pyrite is accompanied by small amount of chalcopyrite. Nonore minerals are represented by calcite, quartz dolomite and gypsum. Different ferrum oxides present hypergenic minerals. The main mass of gold is connected with pyrite where it dispersed in thindispersed form. In orebearing zone hydrothermal changes occur and gold up to 0,4–1,6 g/t and silver 1,2–13,6 g/t established. Here copper, molibden, zinc, lead, cobalt, nickel and a number of other elements can be found. Studied peculiarities of orecontainer beds allow to define the more efficient reagent-solvent and choice of optimal technology for gold, silver and other associated minerals leaching from ores and orecontainer rocks.

Литература

1. Azadəliyev C.Ə., Çələbi H.Ə., Məmmədov İ.S. Böyük Qafqazın cənub yamacında qara şistlərin qızılılığının başlıca kriteriləri. Azərbaycan Milli Elmlər Akademiyasının xəbərləri, Yer elmləri, №1, 2003. С.33–39.
2. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А., Котина Р.П. и др. Механизмы концентрирования благородных металлов в терригенно-углеродистых комплексах // М.: Научный мир, 1999. 124 с.
3. Səmədov A. 1994–2002-ci illərdə Böyük Qafqazın Qalacıq-Niyaldag filizə perspektivli sahəsində mis-kolçedan və digər kompleks filiz yataqlarının axtarış işlərinin nəticələri haqqında hesabat. 2006. 120 с.

ЗОЛОТО В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЦИРКОНАХ: ВКЛЮЧЕНИЯ, ПРЕЦИЗИОННАЯ ГЕОХИМИЯ, СОПУТСТВУЮЩИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Кожевников В.Н.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, kvn04@sampo.ru

GOLD IN HYDROTHERMAL ZIRCONS: INCLUSIONS, HIGH-PRECISION GEOCHEMISTRY AND ACCOMPANYING ELEMENTS

Kozhevnikov V.N.

Institute of Geology KarRC, RAS, Petrozavodsk, kvn04@sampo.ru

Изучение цирконов из пород порфировых, эпи- и мезотермальных золоторудных месторождений позволило наряду с магматическим типом выделять гидротермальные и гидротермально-измененные цирконы, обладающие рядом специфических морфологических, минералогических и геохимических признаков [1–6]. Гидротермальные цирконы бестектурны и в BSE, и в CL в отличие от магматических, для которых характерна осцилляционная зональность. Гидротермальный циркон обогащен REE, Hf, Nb, Ta, U, Th, W, Ag, Cd, Pb, Ba, Sr, Te, Sb, V, Ti, Sc, Mn, Y и другими элементами по сравнению с магматическим. Нормированное по хондриту содержание REE в гидротермальных цирконах имеет плоское распределение и меньшую Ce аномалию ($Ce/Ce^* = 1.8–3.5$ по сравнению с $32–49$ у магматического циркона). Важнейшим признаком гидротермальных и гидротермально-измененных цирконов из золоторудных объектов является наличие в них включений рудных минералов и минералов, типичных для гидротермальных пород, а также золота, включения которого обнаруживаются крайне редко [2]. Прямым указанием на рост цирконов в золоторудных гидротермальных системах является наличие в них значимого содержания золота и других элементов – индикаторов рудных процессов, среди которых важнейшая роль продолжает оставаться за REE. Показано, что гидротермальный циркон может быть использован для датирования процессов инфильтрации флюидов и взаимодействия в системе «вода/порода» в золоторудных процессах [1, 7–10]. Геохимическое и изотопно-возрастное изучение всех популяций цирконов (магматических, метаморфических и гидротермальных) позволяет постадийно проследить эволюцию этих процессов, включая отложение рудного вещества [11–14, 10].

В последние годы автором с коллегами было выполнено изучение локальными методами детритовых цирконов из архейских и палеопротерозойских терригенных кварцевых пород, а также цирконов из гранитоидов (архейская Ялонваарская зеленокаменная структура) и рудных амфиболитов (массив Травяная Губа, Беломорский подвижный пояс), с которыми были связаны благороднометалльные (Au и PGE) процессы [15, 16]. Все, за редким исключением, цирконы несут признаки либо гидротермальных изменений, либо чисто гидротермальной природы. В связи с этим был сделан акцент на детальное изучение твердых минеральных включений и на прецизионное (LA-ICP-MS) определение содержания Au, REE, HFSE, Ba, Sr, широкого спектра рудных элементов и металлоидов в свежих и измененных зернах и доменах гетерогенных зерен.

Включения самородного золота в детритовых цирконах и в кварце – самые веские аргументы в пользу их золоторудного источника, были обнаружены в детритовых цирконах из архейских и палеопротерозойских пород [17]. Архейскими породами с такими цирконами являются кварцевые гравелиты, залегающие с корой выветривания на андезитах в Хизоваарской структуре. Кроме золота в детритовых цирконах с возрастом $2659 \pm 7–2743 \pm 33$ Ма были обнаружены включения рудных минералов – халькопирита, молибденита, пирита, галенита с селеном, а также барита, что подтверждает рудную специфику флюидов/растворов, в присутствии которых кристаллизовались гидротермальные цирконы. Микронные включения золота обнару-

жены также в детритовых цирконах из цемента ятулийских кварцевых конгломератов Центральной Карелии. Эти цирконы содержат сингенетичные включения минералов группы GGFP (гойяцит-горсейскит-флоренсит-плюмбогумит-гидроалюмофосфаты, общая формула которых $MA_3[PO_4][HPO_4](OH)_6$, где $M = Sr, Ba, Pb$ и Ce). Этот факт свидетельствует об обилии гидротермального флюида и в магме, и в постмагматических системах, в которых происходил рост этих цирконов. Включения минералов группы GGFP обнаружены также в мезо-неоархейских детритовых цирконах трех поколений – 3.0–2.87, 2.78–2.74 и 2.7 Ga, выделенных из ятулийских кварцитов Волосской структуры в Западной Карелии [18]. Аномально высокое содержание Th, U, Ba, Sr, Y и Nb – индикаторов гидротермальных систем, в которых кристаллизовались цирконы, обнаружены в некоторых зернах без морфологических признаков гидротермальных изменений. Такое явление обычно связывают с ростом цирконов в насыщенной или пересыщенной флюидом обстановке [9]. Изотопные возрасты именно таких зерен позволяют рассматривать рубежи 3.3, 3.15–2.9 и 2.76–2.7 Ga как кульминации гидротермальных событий в мезо-неоархее Восточной Фенноскандии [19].

Прецизионное определение содержания Au и сопутствующих элементов показало, что наиболее высокое его содержание обнаружено в гидротермальных цирконах из рудных амфиболитов Травяной Губы и в детритовых цирконах из сумийских и ятулийских кварцитов Кумсинской и Чирка-Кемской структур и (до 21.8, 5.8, 1.3 ppm соответственно). Наиболее низкое содержание Au (до 0.95 ppm) выявлено в цирконах из гранитоидов Ялонваары, при этом наиболее высокие значения (0.6–0.95 ppm) отмечены в цирконах с преобладающе магматическим типом профиля REE и низким содержанием всех других элементов-примесей. По-видимому, это обстоятельство отражает вхождение Au в циркон на ранней магматической стадии кристаллизации при низком его содержании в магме.

Во всех изученных группах цирконов, за исключением чисто гидротермальных цирконов из рудных амфиболитов Травяной Губы, существуют непрерывные ряды зерен или их доменов от магматических, обладающих гранитоидными характеристиками, до гидротермальных с предельно высоким (ΣREE до 10^5 ppm) содержанием REE и сложными нормированными по хондриту C1 профилями. Последние характеризуются плоским или слабофракционированным ($LuN/LaN \geq 1$), нередко Z-образным ($SmN/LaN > 1$, $EuN/DyN > 1$, $DyN/LuN \ll 1$) распределением, отсутствием или слабовыраженной положительной Ce-аномалией и отрицательной, иногда знакопеременной Eu-аномалией.

С аномально высоким содержанием REE сопряжено аномальное содержание других малых элементов – Au, Hf, Nb, Ta, U, Th, W, Ag, Cd, Pb, Ba, Sr, Te, Sb, хотя корреляционные связи между этими элементами в ряду «магматический циркон → гидротермально-измененный → гидротермальный» сложные, что, по-видимому, отражает эволюцию состава флюида по мере его остывания. Часть этих элементов, будучи неформульными [20], присутствуют в составе криптокристаллических минеральных включений, однако, в большинстве случаев такие включения могут рассматриваться как сингенетичные, отражающие, таким образом, состав флюида, в присутствии которого кристаллизовался циркон.

В рудных амфиболитах Травяной Губы формирование двух генераций цирконов-ранних мелких (до 20 мкм), включенных в крупных зернах породообразующей роговой обманки, и более крупных (до 200 мкм), ассоциирующих с ней, происходило, скорее всего, в рамках единого, но эволюционировавшего процесса. Обильные включения в породообразующей роговой обманке сложных минеральных фаз с ЭПГ, с которыми ассоциирует и самородное золото, отражают рудную специфику основного этапа формирования рудных амфиболитов. В крупных цирконах не было обнаружено включений благородных металлов (что вообще является редким явлением), однако, геохимические характеристики этих цирконов свидетельствуют о том, что их рост происходил в присутствии флюида, содержавшего Au и большинство элементов-спутников. По морфологии и интенсивности свечения BSE изображения зерна были разбиты на три группы. В первую группу объединялись светлые бестекстурные зерна, во вторую – зерна, имеющие доменное строение с условно равными соотношениями светлых и темных доменов, в которых отчетливо документируется наложенный характер темных участков. В третью группу вошли темные наиболее поздние зерна.

Анализ геохимии цирконов из первой и третьей групп (как «чистых» представителей типов) показал, что по содержанию Au и других элементов, за исключением Sr, Ba, Pb, Th, U и Mn, обе группы близки (см. табл.). Гидротермальная природа всех светлых крупных зерен цирконов не вызывает сомнений, несмотря на то, что часть таких зерен имеет близкое к магматическому распределение REE с характерными для него положительной Ce и отрицательной Eu аномалиями и фракционированным трендом. Долгое время такое распределение, считавшееся классическим для гранитоидов, как выяснилось при изучении REE в ядрах и оболочках цирконов, формировавшихся в гидротермальных золоторудных системах, не является

обязательным. В ситуации, которую можно обозначить как «Парадокс Yankee Lode», заключающейся в том, что в отличие от распространенной ситуации, когда оболочки зерен цирконов на порядки обогащены REE, особенно легкими, относительно ядер [4], в цирконах из австралийских гранитоидов Yankee Lode вмещающих золоторудное месторождение, наблюдается противоположная картина. Распределение REE в оболочках этих цирконов является типично «магматическим» [8]. Сопоставление полученных результатов с новейшими опубликованными данными показало, что по таким характеристикам как: аномально высокое содержание в цирконах REE, HFSE, рудных элементов и благородных металлов, а также индикаторные характеристики распределения REE в магматических и гидротермальных доменах изученных зерен очень близки к аналогичным характеристикам гидротермальных цирконов из осадков тимискаминг и из фельзит-порфиоров в синформе Поркьюпайн, вмещающей крупные неорархейские золоторудные месторождения Ramour и Hoyle Pond в Абитиби [10].

Диапазоны и средние содержания (в ppm) ряда элементов в светлых (выделено жирно) и в измененных темных зернах гидротермальных цирконов из рудных амфиболитов в массиве Травяная Губа

The ranges and average concentrations (ppm) of some elements in the light (highlighted in bold) and the altered dark grains of hydrothermal zircon from ore amphibolites on Travyanaya Guba massif

Au	Li	P	Sc	Ti	Mn
0.923–19.41* 5.64**	34.23–78.78 50.31	36.11–50.38 44.80	40.74–73.32 54.74	64.92–439.30 145.16	33.54–122.80 46.26
0.879–21.77 7.16	28.42–66.46 46.81	42.61–48.84 45.07	45.74–76.21 58.54	61.07–252.79 170.91	36.91–202.40 74.99
Co	Ni	Cu	Zn	As	Sr
11.99–62.45 24.99	23.14–94.59 41.91	35.75–95.91 44.47	7.12–112.00 36.88	23.11–50.88 35.22	0.58–108.90 19.61
8.805–191.80 38.27	14.97–97.53 37.61	35.70–78.12 47.53	3.21–104.50 41.87	24.91–48.57 35.00	4.89–986.60 210.63
Y	Nb	Mo	Ag	Cd	Te
65.70–4614.00 1440.81	1.49–22.54 8.76	10.53–43.39 21.95	146.10–662.60 337.95	79.99–772.6 316.58	0–627.5 175.94
343.3–9046 2945.7	1.97–28.69 9.73	10.58–43.74 25.79	64.80–645.2 342.06	73.5–600.1 346.9	0–582.3 246.03
Ba	Hf	Pb	Bi	Th	U
0.75–137.4 15.88	6811–31090 15200	4.81–1276 259.16	0–4.93 0.68	46.21–18120 1503.3	368.7–5461 1674.8
1.85–359.4 85.76	2783–35620 16490	109.9–7553 1528.5	0–5.07 0.90	223.8–6524 2268.4	801.3–10730 3714.4

Примечание: *диапазон содержаний, **среднее

Note: * ranges of concentrations, **average

Самостоятельный интерес представляет наметившаяся смена структуры связей Au и рудных сидерофильных элементов с REE цериевой группы для светлых зерен и Au и рудных халько-литофильных элементов с REE иттриевой группы для темных зерен. Учитывая, что светлые зерна представляют более раннее поколение цирконов, а темные часто представляют частично или полностью модифицированные светлые, можно полагать, что геохимическая специфика рудоносного флюида эволюционировала от элементного состава, включавшего LREE+Au+Co+Ni+Cu+Ag+Cd на начальной более высокотемпературной стадии гидротермального процесса, до элементного состава HREE+Au+Mo+Ag+Cd+Te на завершающей низкотемпературной его стадии, когда происходили рост темных зерен и модификация светлых, сопровождаемые привнесением неформальных элементов (Fe, Al, Ca, Na и др.). Смена халько-сидерофильной ассоциации элементов на сидеро-литофильную может отражать именно платинометалльную специфику раннего гидротермального процесса в мафической среде, когда эти элементы связывались с платиноидами, образуя собственные многочисленные полиэлементные минеральные фазы. С другой стороны, очень сильные связи Au с лито/гранитофильными элементами могут отражать связь гидротермальных рудообразующих и рудопретворяющих процессов с гранитоидным магматизмом или с метаморфогенными растворами-продук-

тами гранитизации. Оценка возраста этого/их процесса/ов является первоочередной задачей, решение которой важно как в чисто фундаментальном, так и в сугубо практическом планах.

High-precision geochemical data (LA-ICP-MS method – determination of Au and the 31st element) on hydrothermal zircons from Paleoproterozoic clastic rocks and from Neoproterozoic granitoids and ore amphibolites with which noble-metal (Au and PGE) processes were associated have been obtained for the first time for the Early Precambrian of the Fennoscandian Shield.

The highest gold concentration was found in hydrothermal zircons from Travnanaya Guba ore amphibolites and from the Sumian and Jatulian quartzites of the Kumsa and Chirka-Kern structures (up to 21.8, 5.8 and 1.3 ppm, respectively). Lower Au concentration (up to 0.95 ppm) was revealed in zircons from the granitoids of the Jalonvaara greenstone structure. The highest concentrations (0.6–0.95 ppm) were estimated in zircons with the dominant magmatic characteristics of the REE profile.

It has been shown that in all the groups of zircons analyzed there exist continuous series of grains or their domains from igneous grains that display granitoid characteristics to hydrothermal grains with the highest (ΣREE до 10^5 ppm) REE concentration. Chondrite C1-normalized REE distributions in such grains typically exhibit flat or poorly fractionated ($\text{Lu}_N/\text{La}_N \geq 1$), often Z-shaped ($\text{Sm}_N/\text{La}_N > 1$, $\text{Eu}_N/\text{Dy}_N > 1$, $\text{Dy}_N/\text{Lu}_N \ll 1$) profiles, the absence of positive Ce-anomaly or the presence of poorly-defined Ce-anomaly and negative, occasionally reverse-sign Eu-anomaly.

The anomalously high concentrations of other minor elements, such as Hf, Nb, Ta, U, Th, W, Ag, Cd, Pb, Ba, Sr, Te and Sb, are commonly associated with anomalously high REE concentration in hydrothermal zircons. As some of these elements are «non-formula», they are present as cryptocrystalline inclusions. Such inclusions can commonly be regarded as syngenetic and thus they reflect the composition of the fluid in the presence of which zircon was crystallized.

It has been shown that the anomalously high concentrations of REE, HFSE, ore elements and noble metals (Au and Ag) in zircons, indicator characteristics in REE distribution and variation in the concentrations of all trace elements in the sequence «igneous zircon → hydrothermally altered → hydrothermal» may reflect the initial trace element composition of the fluid and its subsequent evolution during cooling. For example, the geochemical pattern of the ore-bearing fluid upon the formation of ore-bearing amphibolites was characterized by the association LREE+Au+Co+Ni+Cu+Ag+Cd at the initial, higher-temperature stage in the hydrothermal process, when early zircons, light in BSE, were growing. The association HREE+Au+Mo+Ag+Cd+Te was typomorphic for its final low-temperature stage, at which dark grains were growing and early light grains were modified. The change of a chalcophilic element association into siderophilic may reflect the distinctive PGE pattern of the early hydrothermal process in a mafic environment, when these elements were combined with platinoids to form their own numerous multi-element mineral phases. The very strong bonds of Au with litho/granitophilic elements may reflect the association of hydrothermal ore-forming processes with granitoid magmatism or with metamorphogenetic solutions produced by granitization.

Литература

1. *Claoue-Long J.C., King R.W. & Kerrich R.* Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralization // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990. V.98, P. 109–128.
2. *Kerrich R., Kyser T.K.* 100 Ma timing paradox of Archean gold, Abitibi Greenstone Belt (Canada): new evidence from U–Pb and Pb–Pb evaporation ages of hydrothermal zircons // *Geology* 1994. V. 22. P. 1131–1134.
3. *Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // In Hancher J., Hoskin P.W.O. (eds) *Zircon. Mineralogical Society of America and Geochemical Society Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 2003. 53: P. 27–62.
4. *Hoskin P.W.O.* Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta* 2005. V. 69. P. 637–648.
5. *Guo H., Du Y.S., Yang J.H., Guo L.* U–Pb geochronology of hydrothermal zircon from the Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation on the northern margin of the North China Block and its geological implications // *Science China-Earth Sciences* 2011, V. 54, n. 11. P. 1675–1685.
6. *Hua G.; D.YuanSheng; Y.JiangHai; G.Liang.* U–Pb geochronology of hydrothermal zircon from the Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation on the northern margin of the North China Block and its geological implications // *China-Earth sciences*. 2011. V. 54. Iss. 11. P. 1675–1685.

7. *Kerrick R., King R.* Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val-d'Or Archaean mesothermal gold deposits: characteristics, composition and fluid inclusion properties with implication for timing of primary gold mineralization // *Canad. J. Earth Sci.*, 1993. V. 30. P. 2334–2351.
8. *Pettke, T., Audetat, A., Schaltegger, U., Heinrich, C.A.* Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia)–Part II: evolving zircon and thorite trace element chemistry // *Chemical Geology* 2005. V.220, P.191–213.
9. *Pelleter, E., Cheilletz, A., Gasquet, D., Mouttaqi, A., Annich, M., El Hakourd, A., Deloule, E., Feraude, G.* Hydrothermal zircons: a tool for ion microprobe U–Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit–Morocco) // *Chemical Geology* 2007. V.245, P.135–161.
10. *Schneider D. A., J. Bachtel, A. K. Schmitt.* Zircon Alteration in Wall Rock of Pamour and Hoyle Pond Au Deposits, Abitibi Greenstone Belt: Constraints on Timescales of Fluid Flow from Depth-Profiling Techniques // *Economic Geology*, 2012, V. 107, P. 1043–1072.
11. *Saalmann K., Mänttari I., Peltonen P., Whitehouse M.J., Grnholm P., Talikka M.* Geochronology and structural relationships of mesothermal gold mineralization in the Palaeoproterozoic Jokisivu prospect, southern Finland // *Geological Magazine*. 2010. V. 147. Iss. 4. P. 551–569.
12. *Vakh A. S., Avchenko O. V., Sergeev S. A., S.L.Presnyakov.* The first U-Pb data (SHRIMP-II) on the age of zircons from granitoids and ore-bearing rocks of the Berezitovoe gold– polymetallic deposit // *Doklady Earth Sciences*, 2011.V. 438, Iss. 2. P. 819–824.
13. *von Quadt A., M. Erni, K. Martinek, M. Moll, I. Peytcheva, C. A. Heinrich.* Zircon crystallization and the lifetimes of ore-forming magmatic-hydrothermal systems // *Geology*. 2011. V. 39. n. 8, P. 731–734.
14. *Yudovskaya M.A., Distler V.V., Mokhov A.V., Rodionov N.V., Antonov A.V., Sergeev S.A.* Relationship between metamorphism and ore formation at the Sukhoi Log gold deposit hosted in black slates from the data of U-Th-Pb isotopic SHRIMP-dating of accessory minerals // *Geology of Ore Deposits*. 2011. V. 53. Iss. 1. P. 27–57.
15. *Степанов В.С.* Благороднометальное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов Западного Беломорья // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. 2001, вып 4. Петрозаводск. С. 54–62.
16. *Кулешевич Л.В., В.А.Земцов.* Минералогия благороднометалльных ильменит-титаномагнетитовых руд проявления Травяная Губа (Северная Карелия) // *Записки РМО*, 2009. №5, С. 51–62.
17. *Kozhevnikov V.N., A.N.Safronov.* Native gold and ore mineral inclusions in detrital zircon and quartz from the early precambrian quartzites and quartz gravelstones of the Karelian Craton // *Doklady Earth Sciences*. 2012. V. 444, Iss. 1, P. 610–613.
18. *Kozhevnikov V.N., S.G. Skublov, Yu.B. Marin, P.V. Medvedev, Yu. Systra, V. Valencia.* Hadean–Archean Detrital Zircons from Jatulian Quartzites and Conglomerates of the Karelian Craton // *Doklady Earth Sciences*, 2010, V. 431, Part 1, P. 318–323.
19. *Кожевников В.Н.* Хадей-архейские детритовые цирконы – ключ к познанию древнейшей геологической истории Фенноскандинавского щита // *Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50–летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск, 24–26 мая 2011 года. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, С.37–48.*
20. *Geisler T., Pidgeon R.T., Kurtz R., van Bronswijk W., Schleicher H.* Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon // *American Mineralogist*, 2003, Iss.88, P. 1496– 1513.

МИНЕРАЛОГИЯ AU-S-AS ГИПО- И МЕЗОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Компанченко А.А.¹, Кулешевич Л.В.²

¹Петр ГУ, Петрозаводск;

²Институт геологии КАР НЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru

MINERALOGY OF AU-S-AS HYPO- AND MESOTHERMAL OCCURRENCES IN THE KARELIAN CRATON AND ITS MARGIN

Kompanchenko A.A.¹, Kuleshevich L.V.²

¹PetrGU, Petrozavodsk;

²IG KarRC RAS, Petrozavodsk, kuleshev@krc.karelia.ru

Рудный парагенезис и содержание As (ат. %) в арсенопирите – четкий индикатор условий образования. Гипотермальная Au-S-As-рудная минерализация (T=500–510÷470°C) формирова-

лась в зеленокаменных поясах в условиях больших глубин и температур, представлена парагенезисом арсенопирита, леллингита или арсенопирита, леллингита и пирротина, шеелита и высокопробного золота (Южно-Костомукшское, Новые Пески). Элементами индикаторами в данном случае являются As, W, Bi, Sb. Мезотермальные гидротермальные проявления формировались в шир-зонах в условиях эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фации ($T = 440\text{--}350\div 300$). Они выделяются по наличию кварц-карбонатных (анкеритовых, доломитовых) прожилков, парагенезису арсенопирита с пирротинном или пиритом и ассоциации As с Sb, Au, Ag, Te, Pb, Cu, Ni, Co. Спутниками золота в этой ассоциации являются арсенопирит (герсдорфит, кобальтин, глаукоцит), пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сульфосоли, ульманнит. С арсенопиритом ассоциирует самородное золото, электрум и Au-Ag-Te-фазы, образующиеся при снижении температуры.

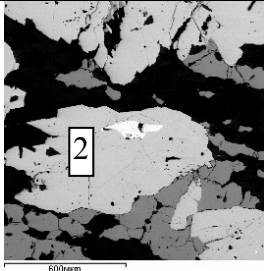
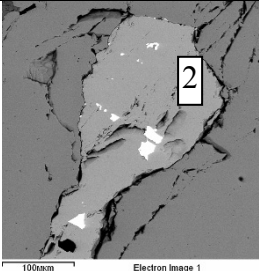
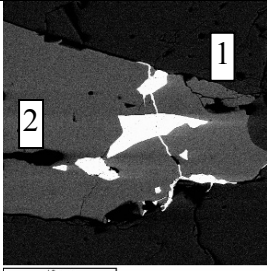
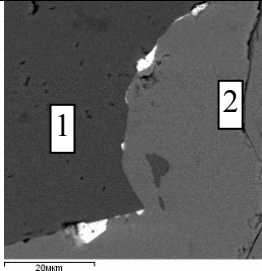
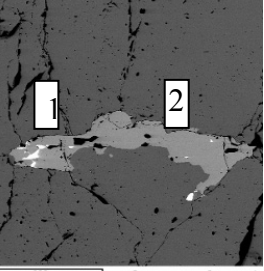
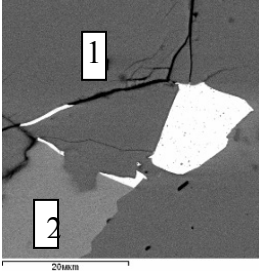
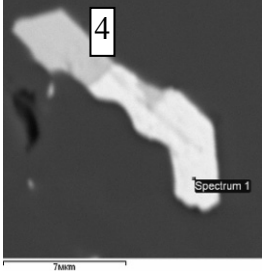
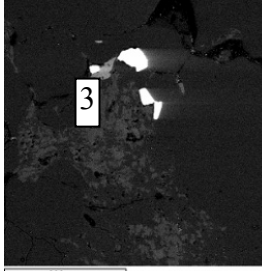
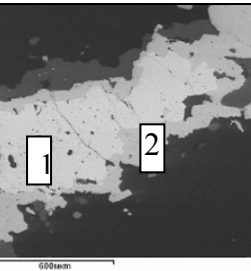
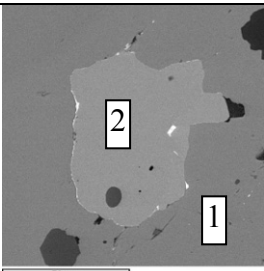
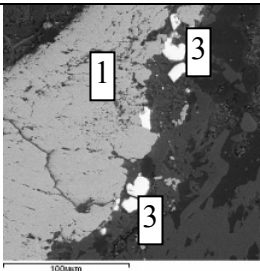
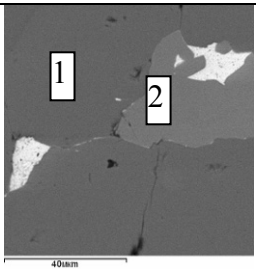
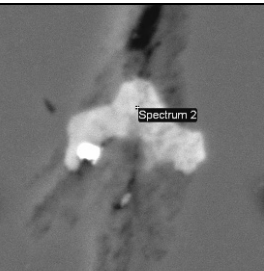
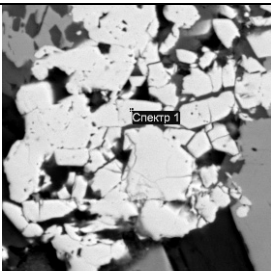
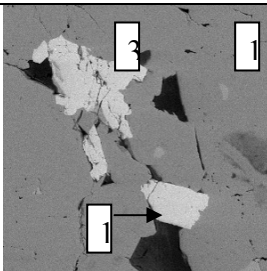
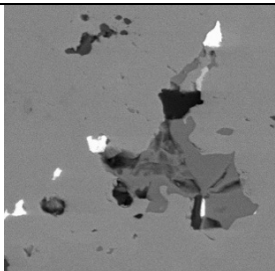
Арсенопирит является спутником и хорошим минералом-индикатором золота в гидротермальных золото-сульфо-арсенидных докембрийских месторождениях/проявлениях. Он встречается в рудных объектах зон сдвиговых деформаций и метаморфогенно-метасоматического преобразования пород, а также месторождениях, ассоциирующих с гранитами. Арсенопирит образуется в парагенезисе с леллингитом (1), леллингитом и пирротинном (2), пирротинном (3) или пиритом (4), в каждом из которых он имеет разное соотношение As и Fe [1–3]. В этих рудных ассоциациях арсенопирит и леллингит выделяются одними из первых и являются наиболее высокотемпературными минералами. Содержание As (ат. %) в арсенопирите позволяет рассчитать начальную $T_{\text{обр.}}$ оруденения [3]. Леллингит-арсенопирит-пирротинные ассоциации могут формироваться, как в синметаморфических (проградных) условиях, так и при ретроградном метаморфизме [4].

На Фенноскандинавском щите (территория Карелии и Финляндии) арсенопирит встречается на месторождениях и проявлениях в архейских зеленокаменных поясах (ЗП) и протерозойских структурах (свекофеннидах), во вмещающих толщах и прорывающих их гранитах. Вмещающие оруденение толщи бывают метаморфизованы в разных РТ-условиях регионального метаморфизма – от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. В архейских ЗП Карелии рудная минерализация с арсенопиритом обычно приурочена к дислокационным зонам – зонам дробления, рассланцевания и изменения вмещающих пород. К ним тяготеют дорудные метасоматические преобразования пород, сопровождающиеся окварцеванием или кварц-карбонатными прожилками и рудная минерализация (сульфоарсениды и сульфиды).

В Костомукшской структуре (проявления Южно-Костомукшское, Берендей) и на Хаутаваарской площади Ведлозерско-Сегозерского ЗП (Новые Пески, Ведлозерское) метаморфические преобразования пород отвечали амфиболитовой фации. Изменения в ореоле развития вкрапленности арсенопирита и кварцевых прожилков сопровождались образованием в основных породах и железистых кварцитах амфибола, биотита, ильменита, сфена, вблизи прожилков – олигоклаза, мусковита, иногда микроклина, турмалина. Рудная ассоциация этих объектов представлена арсенопиритом, леллингитом, шеелитом, тонкодисперсным золотом, с ним встречаются висмут, мальдонит, ауристобит (рис.). Самородное золото малосеребряное и входит в состав наиболее высокотемпературных Bi-Sb-соединений. При снижении температуры, на стадии привноса серы в небольшом количестве образуются пирротин, более крупное золото, иногда сульфиды (пирит, галенит). Минеральная ассоциация руд может несколько меняться в зависимости от состава вмещающих толщ на разных объектах. Рудные зоны выделяются по максимальной проработке вмещающих пород, появлению прожилков кварца, арсенопирита (более крупных сростаний, гнезд и мелких ромбических кристаллов), поздних сульфидов. На удалении от зоны максимальной проработки встречается рассеянная вкрапленность мелких зерен арсенопирита, что подчеркивает масштаб ореола проработки.

Состав арсенопирита (табл.) позволяет по содержанию As ат. % в нем оценить начальную температуру образования золотосодержащих руд. Для руд, перечисленных выше месторождений и рудопроявлений, максимальная $T_{\text{обр.}}$ была $500\text{--}480^\circ\text{C}$, что позволяет отнести эти объекты к гипотермальным.

В условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций образуются среднетемпературные гидротермальные вкрапленно-прожилковые пирротин– или пирит-арсенопиритовые типы золотосодержащих руд (мезотермальные). Подобный тип Au-S-As-оруденения установлен на месторождениях/проявлениях, как в архейских, так и в протерозойских комплексах.

			
			
Арсенопирит (1), леллингит (2), золото (белое), шеелит (3), ауристибит (4). Проявление Южно-Костомукшское			
			
Арсенопирит (1), лелингит (2), шеелит (3), золото (белое). Рудопоявление Новые Пески			
			
Золото (белое) и герсдорфит в пирите. Месторождение Рыбозеро	Арсенопирит (1) , пирит (2). Золотые пороги.	Золото (1), пирит (2), арсенопирит (3). Талпус.	Арсенопирит (1), золото (белое), пирротин (3). Талпус

Золото-сульфо-арсенидная минерализация в рудных объектах

В архейских ЗП Карелии в условиях метаморфизма зеленосланцевой фации в зонах деформаций, затрагивающих различные типы пород, дорудная гидротермально-метасоматическая проработка представлена лиственитами-березитами, пропилитами. Изменения сопровождаются карбонат-кварцевыми или кварц-карбонатными прожилками с вкрапленностью арсенопирита, пирита или пирротина (или Sb-S-As вкрапленно-прожилковой минерализацией, представленной герсдорфитом, кобальтином, глаукодотом, ульманнитом, на проявлениях С.-Гирвасском, Талпус, Золотые Пороги, месторождении Рыбозеро. Шеелит в этой ассоциации встречается гораздо реже. $T_{обр.}$ арсенопирита оценивается в 400–300°C. При снижении температуры образуются халькопирит, блеклые руды (теннантит, тетраэдрит), галенит. В центральной части Карелии в архейских ЗП присутствуют коматиты, в связи с чем здесь более

широкое развитие приобретает Fe-Ni-Co-S-Sb-As рудная минерализация, представленная кобальтином, герсдорфитом, ульманнитом (Рыбозеро, С.-Гирвасское, Золотые Пороги). Золото встречается как самородное, электрум и входит в состав наиболее низкотемпературных фаз (Au-Ag-Te-соединений).

Рудопроявления С. Приладожья (Алатту, Янис) приурочены к шир-зонам в ореоле порфиновых даек и непосредственно наложены на них. Метаморфические преобразования вмещающих толщ отвечают эпидот-амфиболитовой фации повышенных Т и умеренных Р. Изменения пород представлены высокотемпературными пропилитами или кварц-серицитовыми метасоматитами и сопровождаются кварцевыми прожилками с арсенопиритом, пиритом, золотом, Sb-сульфосолями. На рудопроявлении Алатту начальная $T_{обр.}$ оруденения была около 350°C (табл.).

Состав арсенопирита различных месторождений/проявлений Карелии (мас. %)

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
S	19,26	19,49	19,89	19,91	19,78	19,63	19,12	18,8	20,79	21,07	19,68	19,96	19,78	21,48	25,08
Fe	32,24	31,99	33,43	32,57	31,25	31,07	31,77	33,06	32,82	32,65	33,06	32,18	32,29	33,31	25,27
Co	0,42	0,39							46,39	46,28	47,25	47,86	47,93	45,21	
As	48,08	48,13	46,68	47,53	48,97	48,5	49,11	48,14							49,65
сумма	100	100	100	100,01	100	100	100	100	100	100	99,99	100	100	100	100
As ат. %	35,13	35,11	33,83	34,51	35,72	35,65	36,0	35,29	33,37	33,22	34,34	34,76	34,87	32,27	34,9
$T_{обр.}^{oC}$	510	510	500	480	475	470	500	440	490	480	470	480	490	440	400
ср. T^{oC}	500				480				480				440		400
Обр.	ГП-1/11	ГП-1/12	ГП-3/1	710	С-2/48	С-2/48	К-1М	306/2	С-2/33	С-2/31	К-1М	306/2	306/2	С-2/132,3	рыб
Парагенезис	Aspy+Lel				Aspy+Lel				Aspy+Lel+Po					Aspy+Po+Py	

Примечание. 1–4 – Южно-Костомукшское. 5–14 – Новые пески. 15 – Рыбозеро. 16–18 – С.-Гирвасское. 19–25 – Талпус. 26–29 – Алатту. 30 – Золотые Пороги. Температура образования рассчитана с использованием арсенопиритового геотермометра по As ат. % [3].

Продолжение табл.

Комп.	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
S	22,58	24,4	24,02	22,87	22,76	22,32	21,60	23,2	24,18	23,44	23,68	22,33	20,54	22,95	23,77
Fe	33,64	32,72	32,56	33,51	32,08	33,76	33,78	34,45	33,98	34,40	34,00	34,89	36,06	34,64	33,41
As	43,78	42,88	43,42	43,63	45,16	43,92	44,61	42,34	41,85	42,16	42,32	42,79	43,41	42,41	42,82
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
As ат. %	30,90	29,82	30,32	30,72	31,91	31,07	31,77	29,66	29,08	29,47	29,54	30,18	31,06	29,76	29,9
$T_{обр.}^{oC}$	385	345	370	370	420	390	415	330	300	320	320	360	390	340	340
ср. T^{oC}	365			400				315				350			340
Обр.	Кой 8в	Кой 13	Кой 13	72а				3139–1	3139–1	3139–2	3120_д	2005_7	1220 118	1199В	ЗП515–232
Парагенезис	Aspy+Py			Aspy+Py+Po				Aspy+Py			Aspy+Py				Aspy+Py

Таким образом, отчетливо прослеживается связь условий метаморфогенно-метасоматических преобразований и минерального типа Au-S-As-оруденения шир-зон. Рудный парагенезис и содержание As (ат. %) в арсенопирите – четкий индикатор условий образования. Гипотермальная Au-S-As-рудная минерализация ($T=500–510÷470^{\circ}C$), формировавшаяся в ЗП в условиях больших глубин и температур, представлена парагенезисом арсенопирита, леллингита или арсенопирита, леллингита и пирротина и высокопробного золота. Элементами индикаторами в данном случае являются As, W, Bi, Sb. Мезотермальные проявления в архейских ЗП формировались в шир-зонах в условиях эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фации ($T=440–350÷300$). Они выделяются по наличию кварц-карбонатных (анкеритовых, доломитовых) прожилков, парагенезису арсенопирита с пирротинном или пиритом и ассоциации As с Sb, Au, Ag, Te, Pb, Cu, Ni, Co. С арсенопиритом ассоциирует самородное золото, электрум и Au-Ag-Te-фазы, образующиеся при снижении температуры.

Литература

1. Бортников Н.С. О достоверности арсенопиритового и арсенопирит-сфалеритового геотермометров // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 2. С. 177–191.
2. Панфилова И.В., Кулешевич Л.В. Использование арсенопиритового и арсенопирит-сфалеритового геотермометров для расчета температуры рудных объектов Карелии // Материалы юбил. науч. сессии «Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии». Петрозаводск. 2007. С. 71–75.
3. Скотт С.Д. Использование сфалерита и арсенопирита для оценки температур и активности серы в гидротермальных месторождениях // Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. Новосибирск, 1984. С. 41–49.
4. Tomkins A.G., Mavrogenes J. A. Redistribution of gold within arsenopyrite and lollingite during pro- and retrograde metamorphism: application to timing of mineralization // Economic Geology. Vol. 96. 2001. P. 525–534.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ САНУКИТОИДОВ КАРЕЛИИ

Кондрашова Н.И.

Институт геологии Кар НЦ РАН, г. Петрозаводск, kondr@krc.karelia.ru

PETRO-GEOCHEMICAL FACTORS OF GOLD-BEARING SANUKITOIDS IN KARELIA

Kondrashova N.I.

Institute of Geology, Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, kondr@krc.karelia.ru

Самые древние золоторудные месторождения и рудопроявления Карелии приурочены к зеленокаменным структурам мезо – неогархей (лопия) [7]. Вместивший рудные тела субстрат в зеленокаменных структурах разнообразен как по составу, так и по фациальной принадлежности. Одно месторождение (Лобаш-1) и несколько рудопроявлений благородных металлов, занесенные в кадастр месторождений и рудопроявлений золота Карелии [7], приурочены к малым интрузиям гранитоидного состава (Проявления Таловейс, Центральное). Малые интрузии такого же возраста, состава, тектонической позиции встречаются практически во всех архейских зеленокаменных поясах Карельской гранит-зеленокаменной области (КГЗО). Они постскладчатые, высокомагнезиальные, обогащены несовместимыми элементами и имеют собственное название – санукитоиды. К ним относятся Ялонвара с золотонесущими гранит-порфирами, Лобаш-1 с золотом в дайках плагиопорфиров, Таловейс; а также ряд массивов без присутствия в них рудопроявлений благородных металлов (Тулос, Пяозеро).

Повышенных концентраций благородных металлов в породах малых интрузий не отмечается, и доказательств прямой связи благороднометальной минерализации с породами гранитоидных интрузий КГЗО на данный момент не существует. Гидротермальную и метасоматическую проработку породы комплексов, несущие золотое оруденение, показывают только в участках рассланцевания, пропилитизации, биотитизации, приуроченных к зонам разломов и сдвиговых деформаций. За пределами околорудных метасоматитов признаков концентрирования золота нет. При формировании интрузий санукитоидов возникали локальные, связанные с каждой интрузией постмагматические гидротермальные системы. В отдельных случаях с ними связана незначительная по масштабу благороднометальная минерализация (Бергаул). В некоторых случаях действие гидротермальных систем не сопровождалось золоторудной минерализацией (Тулос). Это указывает на *глубинный* источник рудоносных флюидов, ответственных за появление благороднометальной минерализации в интрузиях санукитоидов. К моменту внедрения данных интрузий в пределах территории современной КГЗО существовала раннеархейская кора ТТГ состава, с сформированными на ней позднеархейскими зеленокаменными поясами. Раннеархейские породы ТТГ-состава нельзя рассматривать в качестве субстрата для выплавления санукитоидов, так как они не могли быть поставщиками такого количества рассеянных элементов в расплав, из которого формировались санукитоиды.

В разрезах позднеархейских зеленокаменных поясов залегают вулканиты, производные толеитовой и известково-щелочной серий, а также картируются массивы интрузивных пород от ультрабоосновного до кислого (плагиогранитного) состава.

Андезибазальтовые, а при большой степени плавления и базальтовые расплавы могут образовываться при плавлении амфиболитов в водонасыщенной системе при давлениях 8–10 кбар [10]. Указанные авторы показали, что при степени плавления до 53% в рестите остается амфибол, который связывает существенную часть легких REE, Nb, Ti и калия. При большей степени плавления эти элементы будут оставаться в расплаве. Геологическая история становления зеленокаменных поясов Карелии, таким образом, могла приводить к формированию в низах коры данных областей амфиболитового по составу источника, причем источника, обогащенного редкими землями, калием, ниобием и титаном.

Возможность выплавления кислых расплавов, отвечающих по составу тоналитам-гранодиоритам (а именно такой состав имеют массивы санукитоидов Карелии), при плавлении амфиболитового по составу источника была подтверждена экспериментально [8]. При плавлении амфиболитового источника должна наблюдаться высокая магнезиальность образующихся при плавлении продуктов, высокое содержание в них Sr, что присуще карельским санукитоидам. О вероятности амфиболитового источника расплава говорит и наличие незначительной (в некоторых случаях отсутствие) отрицательной Eu-аномалии, что возможно при фракционировании клинопироксена и плагиоклаза, либо плагиоклаза и роговой обманки.

Таким образом, расплавы, ответственные за появление санукитоидов с присущими им геохимическими характеристиками, могли появиться за счет плавления амфиболитов нижних частей позднеархейской коры КГЗО. Если бы появление подобных интрузий вызывалось плавлением мантийного источника, то обогащение легкими редкими землями при этом было бы возможно за счет их поступления из граната – основного концентратора редких земель в мантии, но в этом случае спектры редких земель санукитоидов показали бы деплетированность тяжелыми редкими землями, что не наблюдается.

Доказано, что при выплавлении санукитоидов существовал аномальный флюидный режим [11]. Установленный гидротермально-метасоматический генезис руд для малых интрузий Карелии [7] также предполагает участие существенно водного флюида. H₂O, вызывающая постмагматические изменения вмещающих санукитоиды толщ, появляется в самой гранитной системе на уровне становления интрузий санукитоидов в результате процессов дегидратации. Дополнительно вода могла поступать из вмещающих пород, слагающих разрезы зеленокаменных поясов. Возможность такого поступления воды в условиях температурного поля, возникающего вокруг интрузива, показана В.Н.Анфиловым [1].

Поведение золота в магматической системе гранитного состава зависит от насыщения расплава серой [3]. Пока расплав не насыщен серой, золото является несовместимым элементом; при достижении критической точки насыщения серой, поведение золота в расплаве становится совместимым.

Рассчитанные А.Ф.Коробейниковым [6] коэффициенты распределения золота между разными фазами, включая флюидную, для начальной и конечной фаз толеитового и гранитоидного магматизма показали, что основная масса золота в магматическом процессе должна переноситься флюидной фазой. В восстановительной среде основной переносчик золота Cl и S (HS⁻). Именно такие системы формируют месторождения жильного золото-сульфидно-кварцевого и штокверкового типа, которые связаны с санукитоидами Карелии. Главной отличительной особенностью подобных систем, считается [5] ассоциация золота с W, что как раз типично для районов Ялонвары, Лобаш-1 и Таловейса, и отсутствие аномалий Cu, что для карельских санукитоидов нехарактерно.

Эксперименты показали [4], что в узком интервале температур поступление золота во флюид не зависит от РТ-условий, а зависит только от содержания хлора и сероводорода во флюидной фазе. Чем их содержание выше, тем выше концентрация переносимого флюидом золота.

На величину растворимости хлора в расплаве большее влияние оказывает состав расплава, а не РТ-условия [9]. Растворимость хлора повышается при обогащении расплава щелочно-земельными элементами в рядах Ba-Sr-Ca и Mg-Ca. Экспериментально установлено [9], что при давлении 100 МПа хлор находится в солевой и водной фазах, при этом концентрация хлора во флюиде мала, а его содержание в расплаве растет. При повышении давления до 500 МПа флюид остается гомогенным, а содержание хлора в расплаве становится низким. Следовательно, поведение золота при дегазации гранитных магм будет связано с поведением летучих и прежде всего хлора. При подъеме гранитоидного расплава к поверхности при снижении дав-

ления, а также открытости системы может происходить удаление флюидной фазы, концентрирующей золото из-за его геохимического сродства к хлору.

Растворимость хлора в расплаве может указывать на возможную рудоносность. Помимо прямого исследования состава расплавных включений об этом можно судить также по величине коэффициента агпаитности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ мол.). Установлено [3], что содержание хлора в расплаве возрастает для составов субщелочного и нормального рядов (карельские санукитоиды) с уменьшением этого коэффициента; чем выше значение коэффициента, тем выше содержание хлора, а, следовательно, и золота во флюидной фазе. Для Ялонварской интрузии величины коэффициента агпаитности лежат в пределах 0.66–0.82, для Лобашской интрузии – 0.72–0.87, для нерудоносных интрузий – в пределах (0.59–0.62).

Для реализации рудоносного потенциала флюидов необходима благоприятная тектоническая обстановка и наличие структурных «ловушек» в период их отложения.

Рудная минерализация гидротермально-метасоматических золоторудных систем карельских санукитоидов представлена, главным образом, сульфидами: Ялонвара – пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит; Лобаш 1 – пирит, пирротин, халькопирит, Таловейс – пирит, реже пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит; золото, в основном, находится в пирите.

Условия для образования гидросульфидных комплексов и последующего отложения сульфидов возникают там, где пересекаются пути движения сероводородных струй и металлоносных флюидов [2]. Гидросульфидные комплексы (а они наиболее золотоносны), как более устойчивые, выделяются последними. Для их концентрированного накопления [2] благоприятны тектонические подвижки, способствующие стягиванию флюидных растворов к имеющимся в массиве и во вмещающих породах трещинам и удаление из них сероводорода. При отсутствии заметных тектонических подвижек происходит постепенная дегазация, что приведет лишь к формированию зон рассеянной сульфидизации и отсутствию концентрированного золотого оруденения. Рудоносный потенциал санукитоидов будет увеличиваться в том случае, когда становление интрузивных комплексов сопровождалось сдвиговыми деформациями – причиной трещиноватости как в самих массивах, так и во вмещающих комплексах.

Some gold deposits and gold occurrences in Karelia are localized in the Late Archean post-kinematic intrusions of sanukitoids. At the same time in some greenstone belts there are intrusions of similar age (2.7 Ga), tectonic position and composition without gold mineralization. The main quantity of gold is transported by fluids. According to experiments [4] gold content in fluid is depended on content of chlorine. Solubility of chlorine in melt is measured by agpaite coefficient. Sanukitoid melts are characterized by increasing of chlorine content (i.e. decreasing of chlorine content in fluid) when agpaite coefficient decreases. Golden ore potential of sanukitoids rises if their formation was contemporaneous with tectonic movements (e.g. strike-slip faults).

Литература

1. Анфилов В.Н. Происхождение андезитов и риолитов комплементарных магматических серий // Литосфера, 2010, № 1, с. 37–46.
2. Ворошилов В.Г. Механизм формирования аномальных структур геохимических полей гидротермальных месторождений золота // Известия Томского политехнического университета. 2005. Т. 308. № 2, с. 31–36.
3. Гусев А.И. Петрология золотогенерирующего магматизма. Изд-во «Академия естествознания», 2012. 148 с.
4. Закиров И.В., Дадзе Т.П., Сretenская Н.Г., Каширцева Г.А., Волченкова В.А. Растворимость золота в малоплотных флюидах в системе $\text{Au-H}_2\text{O-H}_2\text{S-Cl}$ (экспериментальные данные) // Геохимия, 2009, № 3, с. 328–331.
5. Коробейников А.Ф., Гусев А.И., Красова А.С. Восстановленные интрузивно связанные золоторудные системы // Известия Томского политехнического университета, 2012. – Т. 321. – № 1. – С. 45–52.
6. Коробейников А.Ф. Мантийные магмо-термофлюидодинамические и внутрикоровые гранитоидно-гидротермально-метасоматические золотоносные системы. Известия Томс.ун-та, 2007. Т. 311, № 1, с. 35.
7. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. – Петрозаводск: Карелия, 2005. – 280 с.

8. Ходоревская Л.И. Экспериментальное исследование гранитообразования по породам основного состава // Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. М., 2006. 40с.

9. Чевычелов В.Ю. Распределение летучих, породообразующих и рудных компонентов в магматических системах: экспериментальные исследования. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2013. 64с.

10. Kimura, J.-I., Yoshida, T., Iizumi, S. Origin of low-K andesite lavas at Nekoma volcano, Northeast-Honshu arc, Japan: Geochemical constraints for lower crustal melts. // J. Petrol., 2002. V.43, № 4, P.631–661.

11. King E.M., Valley J.W., Davis D.W., Edwards G.R. Oxygen isotope ratios of Archean plutonic zircons from granite–greenstone belts of the Superior Province: indicator of magmatic source. Precambrian Research. 1998. V. 92. P. 365–387.

ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

Корсаков А.К., Лукашенко С.В., Межеловский А.Д.

Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, Москва,
kors2012@rambler.ru

GOLD POTENTIAL OF THE KARELIAN CRATON

Korsakov A.K., Lukashenko S.V., Megelovsky A.D.

Russian state geological prospecting university, Moscow, kors2012@rambler.ru

В мире существует не так уж много докембрийских провинций, которые имеют высокий потенциал золотоносности и ни одного крупного или даже среднего месторождения этого драгоценного металла. К числу подобных структур с полным правом можно отнести Карельский кратон (Карельскую гранит-зеленокаменную область). Его высокая перспективность на золото определяется с одной стороны геологическим строением, а с другой – наличием рудопроявлений и точек минерализации. Говоря о перспективах обсуждаемой территории, прежде всего, хочется отметить, что это архейская гранит-зеленокаменная область с множеством типичных зеленокаменных поясов (ЗКП), к которым в других докембрийских провинциях приурочены крупные и уникальные месторождения золота. Принадлежность ЗКП Карельского кратона к типичным зеленокаменным структурам обусловлена преобладанием в их составе вулканитов базит-ультрабазитового состава, которые чаще всего приурочены к низам разрезов ЗКП. Вулканиты среднего и кислого состава, а также осадочные образования уступают по объему основным вулканитам и тяготеют к верхам разрезов. ЗКП располагаются сериями, часто параллельны друг другу. По своим особенностям ЗКП Карельского кратона очень похожи на аналогичные структуры кратона Сьюпириор (Канадский щит) и блока Йилгарн (Австралия). Но если зарубежные аналоги содержат крупные и уникальные золоторудные объекты, то о Карелии этого не скажешь.

В блоке Йилгарн широко распространены эпигенетические золоторудные месторождения, которые обычно группируются в рудные узлы и пояса. Так, например, более 25 месторождений золота, сконцентрированы в поясе Норсмен-Уилуна. Шесть из них входят в десятку крупнейших месторождений Западно-Австралийского щита. Основными промышленными месторождениями золота данного блока являются: Калгурли, Кулгарди, Норсмен, Уилуна, Леонора, Гвалия, Йилгарн, Саузерн-Кросс, Мензис, Левертон, Агню, Сэндстоун, Маунт-Шарлотт, Хилл-50 и др. Золоторудная минерализация этих месторождений приурочена к кварцевым жилам в контактовых роговиках и тремолитовых скарнах вблизи гранитоидных интрузий (Кулгарди), а также к зонам рассланцевания с дайками кварцевых и альбитовых порфиров (Норсмен, Марароа, Краун), вкрапленные руды характерны для зон рассланцевания метавулканитов (Калгурли), для скарнов по метакоматиитам (Невория, Баунти, Марвел-Лох) и для джеспилитов (Хилл-50).

Наиболее крупными золоторудными районами кратона Сьюпириор являются Тимминс, Буска, Керкленд Лейк и Валь д'Ор (пояс Абитиб), Хемло в поясе Вава, Ред Лейк в поясе Учи. Месторождения золота размещаются компактно. Так, четыре месторождения в районе Хемло сконцентрированы в рудоносной зоне протяженностью 2,9 км, с вертикальным размахом 1,3 км и мощностью 3–45 м. 26 из 33 наиболее крупных разрабатываемых месторождений Канадского щита находятся в поясе Абитиб.

В Карельском же кратоне известны лишь небольшие рудопоявления золото-сульфидной формации в гранитоидных штоках, прорывающих коматиит-толеитовую толщу, и в их ближайшем обрамлении (Таловейс), в пределах палеовулканических построек кислого– среднего вулканизма и вулcano-плутонических структур (Семчъ, Игнойла, Хизоваара и др.). Золото-сульфидная тонкодисперсная минерализация отмечается в железистых кварцитах, углеродистых сланцах и колчеданных рудах (Хаутаваара, Ялонваара, Хизоваара и др.), а золото-сульфидно-кварцевая – в экзоконтактных зонах колчеданных рудных тел (Няльмозерское, Педролампи, Ведлозерское месторождения).

При оценке перспектив Карельского кратона на золото в первую очередь встает вопрос о том, почему до настоящего времени на его территории не найдены сколько-нибудь значимые месторождения. Что это? – уникальная особенность Карельской гранит-зеленокаменной области или недостаточная ее опосредованность. Авторы настоящего доклада склоняются ко второй точке, к тому, что Карельский кратон недостаточно изучен. Если говорить о месторождениях полезных ископаемых, то на территории региона к числу крупных можно отнести только Костомукшское железорудное месторождение, которое было обнаружено с помощью аэромагнитных методов. Других крупных объектов нет. Причин можно найти много, на поверхности лежит одна – плохая обнаженность территории и слабо расчлененный рельеф. Эти обстоятельства не дают детально исследовать территорию зеленокаменных поясов как по латерали, так и по вертикали. Обширные территории затоплены озерами, а значит и не могут быть объектами геохимических поисков не только по первичным, но и по вторичным ореолам рассеяния. Если взять соседнюю Кольскую провинцию, где обнаженность значительно лучше и расчлененность рельефа сильнее, то здесь целый спектр крупных месторождений – это нефелиновые сиениты Хибин, железорудные (Оленегорское и Ковдор), тантала (Ловозерское), медно-никелевое (Мончегорское). Возможно, Карелия представляет собой и более ценную кладовую, но мы пока не нашли в нее вход.

Не следует забывать и об уровне эрозионного среза зеленокаменных поясов. В настоящее время мощность разрезов зеленокаменных комплексов в Карелии по геофизическим данным составляет 5–7 км. Не исключено, что золоторудная минерализация не вскрыта современными эрозионными процессами и мы имеем дело со слепыми месторождениями, которые весьма и весьма трудно обнаружить. Может по этой причине нет и серьезных россыпных месторождений золота на территории Карелии.

Авторам представляется, что основное внимание при прогнозно-поисковых работах на золото на таких структурах как Костомукшская, Хаутаваарская, Ялонваарская, Хизоваарская, Койкарская, Парасельгинская, Каменноозерская, Шилосская, Рыбозерская, Сенегозерская, Кожозерская, Токшинская нужно уделять тем поисковым признакам и предпосылкам, которые были выделены при разведке и эксплуатации крупнейших месторождений золота, связанных с позднеархейскими зеленокаменными поясами других кратонов. Необходимо прежде всего учитывать, что:

1. Золоторудные месторождения характерны для зеленокаменных поясов, в которых ультрабазиты – базиты резко преобладают в разрезах и тяготеют к низам толщ или существенное значение имеют базиты, расположенные по всему разрезу зеленокаменных серий.

2. Вмещающие породы слабо метаморфизованы, преимущественно в зеленосланцевой фации, хотя в контактовых ореолах гранитных интрузий метаморфизм достигает амфиболитовой фации. Именно такой характер толщ типичен для золотоносных провинций Австралии, Канады, Южной Индии.

3. Максимальным распространением пользуются жильные месторождения. Наряду с кварцевыми жилами широко распространены минерализованные зоны, вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды.

4. Рудовмещающими породами служат как вулканогенные толщи, так и железистые кварциты. Месторождения в железистых кварцитах имеют важное значение в провинциях Мурчисон и Саутерн-Кросс в Западной Австралии.

5. Наряду с литологическим фактором, важную роль в локализации оруденения играют складчатые структуры и зоны рассланцевания.

6. В региональном масштабе золоторудные месторождения концентрируются в зонах крупных разломов и поднятий, а также в осевых частях поясов. В отличие от колчеданных месторождений, приуроченных к строго определенным стратиграфическим уровням, месторождения золота

часто распространены по всему разрезу зеленокаменных поясов, включая его верхнюю терригенную часть и контролируются разрывными нарушениями.

7. Морфологически оруденение хотя и представлено преимущественно жильным типом, обычным для многих месторождений, но его отличает сложность форм – четковидных, пламенивидных, а также развитие сложно построенных серий субпараллельных жил и прожилков, приуроченных к зонам сланцеватости и пластических деформаций пород. Рудные зоны выдержаны по вертикали.

8. Содержание сульфидов обычно составляет 1–7%. Наиболее крупное золото встречается в жилах с малым количеством сульфидов. Для кварц-сульфидных руд характерно присутствие весьма мелкого золота. Околорудные метасоматиты представлены образованиями лиственит-беризитовой формации.

Безусловно, основные перспективы Карельского кратона связаны с позднеархейскими зеленокаменными поясами. Вместе с тем, нельзя сбрасывать со счетов и раннепротерозойские зеленокаменные структуры. На территории кратона они представлены рядом самостоятельных или пространственно сопряженных структур, таких как Кукаозерская, Панаярвинская, Куолаярвинская, Лехтинская, Шамбозерская, Ветреный Пояс, Куммитсойва, Саттасваара, Киттеля, Карасйок и др.

Вулканогенно-осадочные толщи, слагающие зеленокаменные пояса, интенсивно дислоцированы, смяты в линейные, иногда опрокинутые складки, обычно субсогласные с общим простиранием поясов, и метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Для некоторых поясов характерно широкое развитие надвигов и сдвигов, существенно осложняющих строение разрезов. В целом, золоторудные месторождения встречаются редко в раннепротерозойских поясах, они отличаются небольшими размерами и относятся преимущественно к жильному золото-кварцевому и стратиформному золото-сульфидному типам. Мелкие месторождения и рудопроявления золоторудных малосульфидных кварцевых жил (Майское в Карелии, Пириля в юго-восточной Финляндии), вероятно, связаны с заключительным этапом деформаций. Кроме того, в кристаллических сланцах, имеющих осадочно-метаморфический генезис, встречаются золото-кварцевые жилы и зоны убогой сульфидной вкрапленности с промышленными содержаниями золота.

В пределах Ветреного Пояса отмечены признаки золотого оруденения с платиной в черносланцевых толщах. В ходе полевых работ, проведенных авторами в 2011 году на территории Ветреного пояса, в частности на северном склоне кряжа, на границе с вендскими отложениями в шлиховых пробах были обнаружены знаки золота, и это является прямым признаком благороднометалльной минерализации. Метавулканиты Ветреного Пояса занимают обширные площади и имеют большую мощность (до 4,5 км). Исходя из размеров структуры это может свидетельствовать о потенциальной высокоресурсной перспективности всей структуры на золотое оруденение.

При проведении прогнозно-поисковых работ на золото в пределах протерозойских зеленокаменных структур необходимо учитывать прежде всего, что в пределах поясов наиболее благоприятны для локализации золотого оруденения песчано-сланцевые толщи, особенно филлиты, филлитизированные сланцы, часто углистые и углисто-графитовые. В образовании месторождений большую роль играли осадочные процессы, которые создавали первичные седиментационные концентрации золота, впоследствии обогащенные в результате процессов метаморфизма.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 11-05-01149-а.

The paper discusses the major factors of known gold deposits in foreign Precambrian provinces. On the territory of the Karelian craton to date is not known large and unique deposits of the precious metal. According to the authors of the Karelian craton has everything you need to locate within it significant concentrations of gold. First of all the territory of the craton has a large range of Precambrian structures, such as greenstone belt, in the geological section of which there are both volcanic and sedimentary sequences that can act as an ore-forming and ore localizing factors, and widely manifested epigenetic processes, which include the metasomatism and high-facies metamorphism. Today the reason for the lack of large deposits of gold within the Karelian craton, it is poorly understood.

Литература

1. *Вовшин Ю.Е., Петров С.Ю.* Рудопроявления благородных металлов в метавулканитах раннего протерозоя и конгломератах венда участка «Шапочка». (Центральная часть структуры Ветреный Пояс, Восточная Карелия) // «Геология, полезные ископаемые и геоэкология Северо-Запада России: Материалы XVII молодежной научной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца. 2006.
2. *Войткевич Г.В., Лебедев Г.И.* Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М.: Недра, 1975. 211 с.
3. *Вревский А.Б., Рыбаков С.И., Ефимов М.М., Сринивасан Р., Рао Б., Наха К.* Сравнительный анализ геологического строения и развития зеленокаменных поясов Балтийского и Южно-Индийского щитов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 43–54.
4. *Гровс Д.И., Бэтт У.Д.* Пространственные и временные вариации архейских металлогенических ассоциаций как отражение эволюции гранитоидно-зеленокаменных областей на примере Западно-Австралийского щита // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 98–129.
5. *Казанский В.И.* Металлогения раннего докембрия // Рудные месторождения (Итоги науки и техники). Т. 13. М.: 1983. 94 с. (ВИНИТИ).
6. *Казанский В.И.* Эволюция рудоносных структур докембрия. М.: Недра, 1988. 286 с.
7. *Федчук В.Я., Корсаков А.К., Соколовский А.К., Михайлов В.А.* Металлогенические особенности генетических типов зеленокаменных поясов. М.: МГПРУ, 2003, 153 с.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА ОЛЕНИНСКОЕ И НЯЛЬМ-1 ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КОЛМОЗЕРО-ВОРОНЯ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Кудряшов Н.М., Калинин А.А., Лялина Л.М.

Геологический институт КНИЦ РАН, Апатиты, nik@geoksc.apatity.ru

GEOCHRONOLOGICAL AND ISOTOPE-GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE ROCKS THAT HOST OLENINSKOYE AND NYALM-1 GOLD OCCURRENCES OF THE KOLMOZERO-VORONYA GREENSTONE BELT, KOLA PENINSULA

Kudryashov N.M., Kalinin A.A., Lyalina L.M.

Geological institute of Kola science center RAS, Apatity, nik@geoksc.apatity.ru

В Кольском регионе наиболее перспективной в отношении золотоносности структурой является зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья, который приурочен к центральной части сутурной зоны, отделяющей Мурманский домен от Центрально-Кольского и Кейвского доменов. Метавулканиты коматиит-толеитовой и базальт-андезит-дацитовый серий и терригенно-осадочные породы зеленокаменного пояса имеют позднеархейский возраст 2.9–2.8 млрд лет. Они прорываются интрузиями базит-гипербазитов, гранит-, гранодиорит-порфиров, а также высокомагнезиальными гранитоидами, возраст которых находится в интервале 2.8–2.7 млрд лет. Массивы турмалиновых и микроклиновых гранитов вместе с гранитными пегматитами интродуцируют все перечисленные породы пояса, завершая его длительную эволюцию на рубеже архей-протерозой.

В северо-западной части пояса расположен Вороньегундровский рудный узел, где на участке от г. Пеллапахк до г. Няльмчечуай сосредоточены рудопроявления золота (Оленинское, Няльм-1 и Няльм-2), а также рудопроявление молибдена с медью и золотом Пеллапахк [1]. Данные о геологическом положении рудопроявлений золота и молибдена, морфологии рудных зон, их минералогических особенностях изложены в [3]. Общей чертой для рудопроявлений золота Вороньегундровского рудного узла является их пространственная и, вероятно, генетическая связь с малыми интрузиями и дайковыми телами гранит-порфиров, кварцевых порфиров, гранодиоритовых порфиров [3].

Для изотопно-геохронологических исследований U-Pb методом (TIMS) по циркону были отобраны пробы из кварцевых порфиров рудопроявления Оленинское и гранодиорит-порфиров рудопроявления Няльм-1.

Проба кварцевых порфиров взята из небольшого дайкообразного тела, расположенного между восточным склоном г. Пеллапахк и северо-западным склоном хр. Оленьего. Кварцевые порфиры

залегают среди биотит-ставролит-кордиеритовых сланцев и амфиболитов хр. Оленьего, пространственно и генетически относясь к Оленинскому рудопроявлению, а не к рудопроявлению Пеллапахк, как это описывалось ранее [3]. Текстура кварцевых порфиров массивная, структура порфировая. Минеральный состав: кварц до 50%, серицитизированный плагиоклаз 15–30%, биотит 10%, мусковит до 15%. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, цирконом, пирротин, пиритом. Вторичные минералы – карбонат, хлорит. Химический состав: $\text{SiO}_2=69.91$, $\text{TiO}_2=0.52$, $\text{Al}_2\text{O}_3=15.01$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=0.71$, $\text{FeO}=1.68$, $\text{MnO}=0.03$, $\text{MgO}=0.76$, $\text{CaO}=2.88$, $\text{Na}_2\text{O}=4.57$, $\text{K}_2\text{O}=2.22$.

Циркон в пробе кварцевых порфиров включает два главных морфологических типа (рис. 1а) с переходными разностями между ними: 1) длиннопризматический и 2) остродипирамидальный. Длиннопризматические зерна составляют около 60 %, остродипирамидальные около 30%. Размеры кристаллов от 50 до 250 мкм, $\text{Ku} = 3.0\text{--}4.0$. Кристаллы 1 типа образованы преобладающими гранями призм $\{100\}$ и $\{110\}$, а также дипирамидами $\{111\}$ и $\{311\}$. В кристаллах 2 типа преобладающими являются грани дипирамид $\{311\}$ и $\{111\}$, а также присутствуют грани призм $\{100\}$ и $\{110\}$. В катодолюминесцентных лучах в цирконе отчетливо проявлена тонкая осцилляционная зональность, свидетельствующая о вероятной кристаллизации минерала из расплава. Дискордия для восьми фракций циркона обоих типов определяет возраст 2828 ± 8 млн лет, $\text{СКВО} = 0.86$. Нижнее пересечение дискордии с конкордией отражает современные потери свинца (табл. 1, рис. 2а).

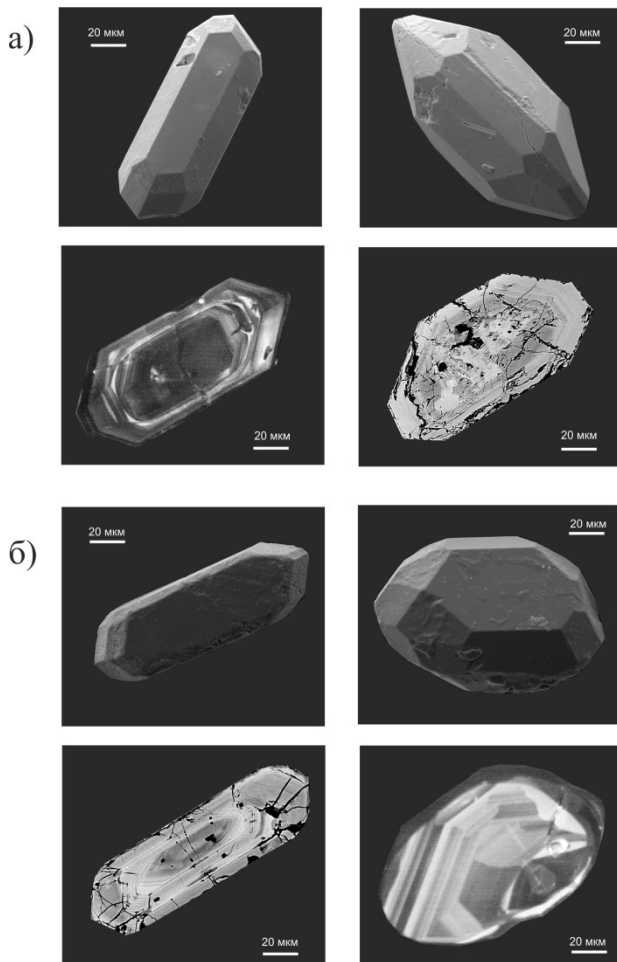


Рис. 1. Микрофотографии циркона из кварцевых порфиров (а) и гранодиорит-порфиров (б).

Верхний ряд – в отраженных электронах; нижний ряд – в BSE и CL.

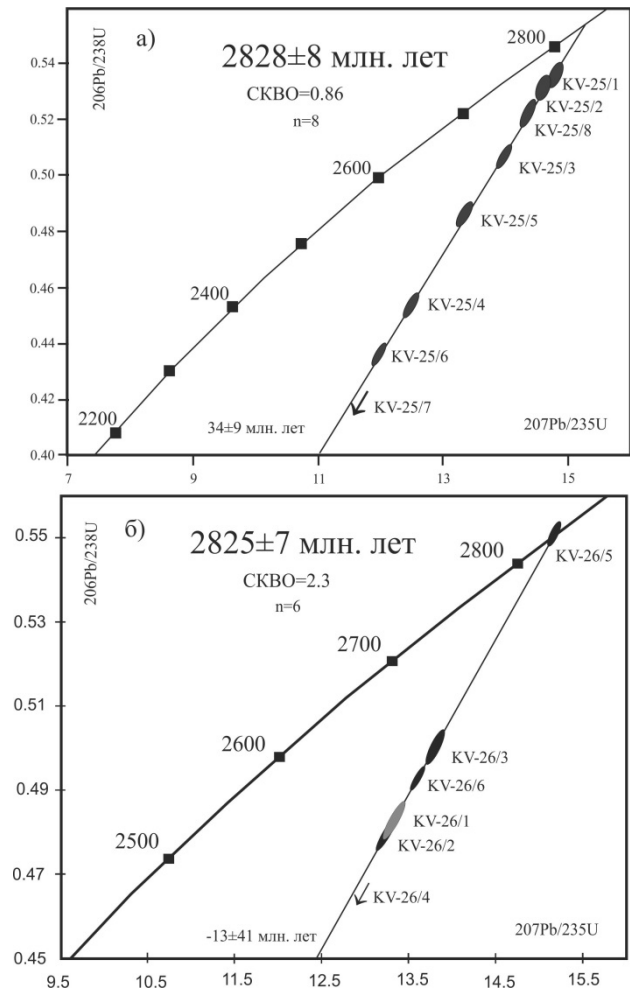


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для кварцевых порфиров (а) и гранодиорит-порфиров (б).

Таблица 1

Результаты U-Pb изотопного исследования циркона из вмещающих пород рудопроявлений Оленинское и Няльм-1

№ обр./ № фракции	Навеска мг, морф. тип	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет			
		Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb*	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
Кварцевые порфиры рудопроявления Оленинское														
KV-25/1	0.65, од	244	340	285	0.2415±2	0.2463±2	0.5336±11	14.769±59	0.74	2757±6	2801±11	2832±4		
KV-25/2	0.50, од	111	162	400	0.2288±14	0.2222±11	0.5292±18	14.582±11	0.46	2738±10	2788±22	2825±12		
KV-25/3	0.35, пр	162	203	142	0.2832±3	0.3786±7	0.5048±15	13.961±70	0.79	2635±8	2747±14	2831±5		
KV-25/4	0.25, пр	71	121	480	0.2240±7	0.2445±10	0.4520±23	12.462±87	0.80	2404±12	2640±18	2826±7		
KV-25/5	0.20, пр	163	267	530	0.2213±2	0.2105±2	0.4842±10	13.323±40	0.78	2546±5	2703±8	2823±4		
KV-25/6	0.30, пр	151	270	405	0.2279±2	0.2158±3	0.4347±17	11.944±48	0.88	2327±9	2600±10	2820±4		
KV-25/7	0.15, од	190	947	640	0.2151±2	0.1919±2	0.1625±5	4.414±13	0.80	971±3	1715±5	2802±3		
KV-25/8	0.45, од	164	267	1435	0.2075±2	0.1534±2	0.5209±10	14.344 □43	0.80	2703±5	2773±8	2824±3		
Гранодиорит-порфиры рудопроявления Няльм-1														
KV-26/1	0.50, пр	352	647	2440	0.2042±2	0.1022±1	0.4818±10	13.274±40	0.89	2535±5	2699±5	2825±2		
KV-26/2	1.95, пр	145	270	3280	0.2032±3	0.0906±2	0.4803±14	13.248±52	0.90	2529±8	2698±11	2827±3		
KV-26/3	0.50, пр	314	513	480	0.2245±2	0.1611±2	0.4990±10	13.783±41	0.86	2610±5	2735±8	2829±3		
KV-26/4	0.40, пр	206	589	1489	0.2075±2	0.1072±1	0.3079±6	8.489±25	0.87	1730±3	2285±7	2826±3		
KV-26/5	0.30, из	128	202	1753	0.2059±2	0.1289±1	0.5517±22	15.168±75	0.93	2832±11	2826±14	2821±3		
KV-26/6	0.30, из	105	178	722	0.2164±2	0.1628±1	0.4916±25	13.573±67	0.95	2578±13	2720±14	2828±3		

Примечание. Измерения изотопного состава и концентраций Pb и U выполнены на масс-спектрометрах МИ-1201-Т и Finnigan-MAT-262.

При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [6]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Погрешности соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный свинец по модели [7]. Морфологические типы циркона: од – остродипирамидальный, пр – призматический, из – изометричный.

Кварцевые гранодиорит-порфиры рудопроявления Няльм-1 составляют наиболее кислую часть интрузивного тела габбро-диоритов – диоритовых порфиров. Вмещающими породами для интрузии являются габбро-амфиболиты хр. Оленьего и высокоуглеродистые сланцы. Текстура пород массивная, структура порфировая. Порфировые вкрапленники размером до 3 мм представлены кварцем и плагиоклазом (олигоклаз). Минеральный состав: плагиоклаз 40–45%, кварц 30–35%, биотит 10%, мусковит 10%. Акцессорные минералы представлены эпидотом, цирконом, титанитом, апатитом, пирротинитом, пиритом, арсенопиритом. Химический состав: $\text{SiO}_2=71.20$, $\text{TiO}_2=0.22$, $\text{Al}_2\text{O}_3=14.93$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=0.52$, $\text{FeO}=2.76$, $\text{MnO}=0.03$, $\text{MgO}=0.71$, $\text{CaO}=2.08$, $\text{Na}_2\text{O}=4.80$, $\text{K}_2\text{O}=1.90$.

Циркон в количестве около 50 мг был выделен из пробы весом 30 кг и представлен двумя морфологическими типами: 1– призматическим (~80% всех выделенных зерен); 2– изометричным (~ 20%) (рис. 16). Кристаллы первого типа полупрозрачные, трещиноватые, коричневатого цвета, удлиненные с преобладающими гранями призм {100} и {110} и дипирамидами {111} и {311}. Ребра сглажены, поверхности граней неровные, $K_u = 3.0 - 4.0$. Изометричные кристаллы второго типа прозрачные, розоватого цвета. В огранке призма {100} несколько преобладает над призмой {110}, дипирамиды {111} и {311} развиты практически одинаково. В катодоллюминесценции проявлена тонкая зональность роста.

Для датирования сначала были взяты 4 навески циркона первого типа [3], затем проанализированы 2 навески циркона второго типа. Возраст для четырех фракций циркона первого типа составил 2827 ± 4 млн лет, для двух фракций циркона второго типа – 2822 ± 3 млн лет (фракция KV-26/5 конкордантная) (рис. 26). Как видно из рисунка, фигуративные точки циркона обоих типов практически лежат на одной линии и имеют один и тот же возраст в пределах ошибки. Очевидно, что в данном случае образование морфологически разных типов циркона было связано с изменением условий в кристаллизующемся расплаве. Об этом также свидетельствуют близкие значения содержания U и отношения Th/U в цирконе разных типов. Все это дает основание построить дискордию по всем 6 фракциям, возраст которой по верхнему пересечению с конкордией составляет 2825 ± 7 млн лет, СКВО=2.8. Нижнее пересечение отражает современные потери свинца (табл. 1, рис. 26).

Таблица 2

Sm-Nd изотопные данные для пород, вмещающих рудопроявления Оленинское и Няльм-1

№ обр.	Sm, pm	Nd, pm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	U-Pb возраст циркона	T(DM)*	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
Кварцевые порфиры рудопроявления Оленинское							
KV-25	3.374	18.959	0.107585	0.511090 ± 20	2825	2944	+2.20
KV-25/1	3.501	19.551	0.108245	0.511124 ± 7	2825**	2914	+2.62
Гранодиорит-порфиры рудопроявления Няльм-1							
KV-26	2.650	13.478	0.118863	0.511189 ± 11	2825	3134	+0.01
ВП-221	2.400	14.875	0.097516	0.510826 ± 8	2825**	3032	+0.70
ВП-223	2.221	13.500	0.099446	0.510935 ± 5	2825**	2940	+2.13
ВП-228	2.459	15.952	0.093159	0.510821 ± 7	2825**	2930	+2.20

*Модельный возраст рассчитан по отношению к деплетированной мантии с возрастом 4.55 млрд лет и современными параметрами однородного хондритового резервуара (CHUR) $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2135$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513151$ [5]. Погрешности приведены на уровне 2σ и соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

** Предполагаемый возраст.

Полученные значения возраста для гранодиорит-порфиров рудопроявления золота Няльм-1 равное 2825 ± 7 млн лет и кварцевых порфиров рудопроявления Оленинское 2828 ± 8 млн лет совпадают в пределах ошибок и интерпретируются как время кристаллизации пород. Морфологические типы циркона с переходными разностями между ними, наличие осцилляционной зональности, отсутствие различий в Th/U отношениях разных типов циркона, свидетельствуют о кристаллизации циркона из расплава при формировании кварцевых порфиров и гранодиорит-порфиров. Таким образом, интрузии гранит-порфиров, дайки кварцевых порфиров и тела габбро-диоритов-диоритовых порфиров относятся к единому комплексу малых интрузий диоритов – диоритовых порфиров – кварцевых порфиров позднеархейского возраста. Время внедрения малых интрузий рассматриваемого комплекса связано с

завершающей стадией формирования супракрустальных толщ пояса Колмозеро-Воронья до проявления регионального метаморфизма, возраст которого оценивается в 2.7 млрд лет [4].

В работе [2] автор выделяет две генерации циркона в гранодиоритах рудопоявления Няльм-1: магматическую с возрастом 1775 ± 29 млн лет и ксеногенную 2774 ± 10 млн лет. По нашим данным в изученной пробе гранодиорит-порфиров присутствует циркон только одной генерации, изотопные характеристики которого отражают его кристаллизацию из магматического расплава 2825 ± 7 млн лет назад.

Sm-Nd изотопные исследования были проведены для кварцевых порфиров рудопоявления Оленинское и для диоритовых порфиритов рудопоявления Няльм-1. Полученные Sm-Nd данные для пород рудопоявлений приведены в табл. 2. Концентрации Nd в кварцевых порфирах рудопоявления Оленинское составляют 19–20 ppm, Sm – 3.3–3.5 ppm, в гранодиорит-порфирах рудопоявления Няльм-1: Nd – 13–16 ppm, Sm – 2.2–2.7 ppm. Для изученных пород получены положительные значения $\epsilon_{Nd(2825)}$ от +0.01 до +2.62, модельные значения возраста $T_{(DM)}$ находятся в интервале 3.1–2.9 млрд лет. Таким образом, полученные Sm-Nd данные свидетельствуют о выплавлении первичных расплавов из мантийного источника.

The Kolmozero-Voronya greenstone belt (KVGB) is believed to be the most promising for gold structure in the NE part of the Fennoscandian Shield. The geology of KVGB is dominated by metavolcanics of toleite-komatiitic and basalt-andesite-dacitic series as well as by metasedimentary (metagraywacke) rocks of 2900–2800 Ma age, intruded by mafic-ultramafic rocks, granite- and granodiorite porphyry intrusions, and by high-magnesium granites with age of 2800–2700 Ma. Late Archean evolution of the belt was completed by intrusions of tourmaline and plagiomicrocline granites. The Voron'etundrovsky ore area is situated in the NW part of the belt. The area consolidates a number of gold occurrences (Oleninskoe, Nyalm-1 and Nyalm-2), copper and molybdenum (with gold) deposit Pellapahk [1]. Information about geology, morphology of ore bodies, and mineralogy of gold occurrences is given in [3]. Common feature of gold occurrences in the KVGB is their space and probable genetic connection with dykes or small intrusions of granite porphyry, quartz porphyry, gabbrodiorite-diorite porphyry [3].

Samples from quartz porphyry and granodiorite porphyry from Oleninskoe and Nyalm-1 occurrences respectively were taken for isotope-geochronological investigations with U-Pb (TIMS) (zircon), Sm-Nd and Rb-Sr methods.

Two main morphological types of zircon were distinguished in quartz porphyry in the Oleninskoe – long prismatic (60% of zircon grains) and sharp-cornered bipyramidal (30%). Clear oscillatory zoning in cathode luminescence indicates probable crystallization of zircon in the melt. Discordant age with 8 zircon fractions of both morphological types is 2828 ± 8 Ma.

Two morphological types of zircon were distinguished in quartz porphyry of Nyalm deposit – prismatic (80%), and isometric (20%), both with clear oscillatory zoning in cathode luminescence. Age of 4 fractions of zircon of the first type is 2827 ± 4 Ma, and of 2 fractions of the second type (one of them is concordant) – 2822 ± 3 Ma. Figurative points of all zircons fall to one and the same line, and zircons have similar age (within error limits), so we can propose that formation of two zircon types was connected with change of conditions during melt crystallization. This is confirmed by similar U content and Th/U ratios in both zircons types. Discordant drawn with all 6 fractions of zircon gives age of porphyry 2825 ± 7 Ma.

Ages of quartz porphyry of the Oleninskoe (2828 ± 8 Ma) and granodiorite porphyry of Nyalm-1 (2825 ± 7) Ma coincide within error limits, and can be interpreted as the age of rock crystallization. Small intrusions and dykes of porphyry, which control gold mineralization in KVGB, were formed at the final stage of formation of volcanic-sedimentary complex, before regional metamorphic event ~2700 Ma [4].

Quartz porphyry from Oleninskoe deposit and diorite porphyry from Nyalm-1 were studied with Sm-Nd method. Nd content in quartz porphyry (Oleninskoe) is 19–20 ppm, and Sm 3.3–3.5 ppm, in diorite porphyry (Nyalm-1) Nd – 13–16 ppm, Sm – 2.2–2.7 ppm. Value of $\epsilon_{Nd(2825)}$ is positive, from +0.01 to +2.62. Sm-Nd data show that primary melts of porphyry were connected with mantle source.

Литература

1. Афанасьев Б.В., Бичук Н.И., Даин А.Д. и др. Минерально-сырьевая база Мурманской области // Минеральные ресурсы России. 1997. № 3. С. 17–22. № 4. С. 12–19.
2. Вревский А.Б. Возраст и изотопная геохимия рудовмещающих гранодиоритов золоторудного месторождения Няльм-1 (зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья, Кольский полуостров) // ДАН. 2012. Т. 442. № 2. С. 223–227.
3. Калинин А.А., Кудряшов Н.М., Галкин Н.Н. Рудопроявления золота, меди и молибдена в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров): геологические особенности и возраст // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Всеросс. науч. конф. посв. 80-летию КНЦ РАН. г. Апатиты. 2010. С. 51–64.
4. Петров В.П., Гарифуллин Л.Л., Реженева С.А. К вопросу о развитии процессов метаморфизма в зоне Колмозеро-Воронья (Кольский п-ов) // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР. 1984. С. 46–55.
5. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
6. Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. № 3. P. 359–362.
7. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСАХ КАРЕЛИИ (ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И РУДНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ)

Кулешевич Л.В.

Институт геологии КАР НЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru

GOLD MINERALIZATION IN THE ARCHEAN GREENSTONE BELTS OF KARELIA: GENETIC, ORE FORMATION TYPES AND PDISTRIBUTION PATTERN

Kuleshevich L.V.

Institute of Geology KarRC RAS, Petrozavodsk, kuleshev@krc.karelia.ru

Эндогенные золоторудные и золотосодержащие объекты в докембрии Карелии представлены небольшими месторождениями и некоторыми перспективными проявлениями, локализованными в разновозрастных архейских зеленокаменных поясах (ЗП), протерозойских структурах и прорывающих их гранитоидах. К гидротермальным относятся золоторудные месторождения, связанные с кислым вулканизмом (1), гранитоидным магматизмом (2) или сформировавшиеся в зонах сдвиговых деформаций и метаморфогенно-метасоматических преобразований AR или PR возраста (3). С базит-гипербазитовыми интрузиями и процессами их преобразования связаны Au-Pt-содержащие S-Cu-Ni месторождения магматического генезиса (4).

Формирование золоторудных ассоциаций происходило на разных этапах развития Карелии: в вулканогенных областях, на стадии внедрения поздне- и постколлизийных гранитоидов и гранит-порфиров и в зонах сдвиговых деформаций, связанных с поздне- и постколлизийными этапами развития (табл.). Наиболее значительные рудопроявления приурочены к зонам сдвиговых деформаций (шир-зонам), формирующимся на заключительных этапах аккреционно-коллизийного развития структур AR2 или PR1 возраста: архейские – к зонам субмеридиональных и субширотных разломов, протерозойские – к СЗ и узлам СЗ и СВ в протерозойских комплексах пород (как на Карельском кратоне, так и в Северном Приладожье).

Месторождения и рудопроявления, связанные с гранитами. Золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые или Au-Cu-W-Mo-порфировые и золото-полисульфидные вкрапленно-прожилковые и штокверковые месторождения и проявления, связанные с интрузивными и субвулканическими гранитоидными телами и дайками (диоритами, гранодиоритами, гранит-порфирами) локализуются в гранитах и вмещающих породах ЗП. Сопровождаются разнообраз-

разными дорудными метасоматитами (грейзенами, турмалин-кварцевыми, кварц-серицитовыми, пропилитами, эпидозитами, березитами и лиственитами).

Систематика золоторудных месторождений и проявлений Карелии

Сопоставление	Генезис				
Генетический тип	Эндогенные, магматогенные				Экзогенные
	1. Гидротермальный (вулканогенный)	2. Гидротермальный (плутоногенный)	3. Гидротермальный (в сдвиговых зонах, в т.ч., метаморфогенный). «Орогенный» тип	Магматический	Осадочный метаморфизованный
Геодинамическая позиция и обстановка формирования	Орогеническая. Островодужная и окраинно-континентальная	Орогеническая. Аккреционно-коллизийная Островодужная и окраинно-континентальная	Орогеническая. Аккреционно-коллизийная островодужных систем и Карельского кратона; Беломорской складчатой области и кратона	Рифтогенная+Наложенные структуры	Платформенная
Связь с магматизмом	С вулканизмом кислого-среднего состава	С дайками и телами диоритов-гранит-порфиров и нек. др.	Без однозначной связи с гранитоидами	С интрузиями базитов-гипербазитов	Отсутствует
Структурная позиция рудной минерализации	Стратифицированные и структурно-контролируемые (СК)	СК в ореоле интрузий	СК (в сдвиговых зонах и зонах разломов)	Первично-магматические и в наложенных структурах	Стратифицированные и совмещенные со структурно-контролируемыми
Тип рудных тел	Вкрапленно-прожилковые и полосчатые	Жильные, вкрапленно-прожилковые, штокверки	Жильные, вкрапленно-прожилковые	Вкрапленно-прожилковые	Вкрапленные и вкрапленно-прожилковые
Рудная формация (РФ)	Au-содержащая колчеданно-полиметаллическая	Au-S, Au-S-Qu, Au-полисульфидная (с Bi-Te), Au-Cu-(W)-Мо-порфировая, Au-сод. скарновая	Au-S, Au-S-Qu, Au-полисульфидная, Au-Sb-As, Au-Cu-S-Se, благороднометалльно-U-V и нек. др.	Au-сод. S-Cu-Ni, Au-сод. Cu-Ti-Fe, в т.ч. с ЭПГ	Au-U, Au-Cu-U в кварцевых конгломератах
Связь с другими РФ	С колчеданными, медно- или колчеданно-полиметаллическими рудами	Cu-Mo, Mo-W-Cu, Pb-Bi-Te, Cu-(Fe-Sn)-скарновой	Совмещены с более ранними РФ (широкий спектр: колчеданные, железисто-кварцитовые, S-Cu-Ni, V-Ti-Fe-O и др.)	Сопутствуют ЭПГ, Cu, Ni, Co	U, Th, совмещены с наложенными РФ сдвиговых зон
Тип по Т обр.	Мезотермальные	Мезотермальные	Гипо-, мезо-, эпитеермальные	Мезотермальные	Мезо-, эпитеермальные
Примеры рудных объектов	AR: Соанваара, С.-Вожминское, Нялмозерское и др. PR: Сульфидный пояс Финляндии	AR: Заломаевское, Таловейс, Лобаш, Берендей, Кадиллампи, Ялонваара, Центральное -Х. PR: РП Пякюля, Алатту, Янис	AR: Педролампи, Рыбозеро, Половнино, Ю.-Костомукшское, Новые Пески, Талпус PR: Майское, Воицкое, Воронов Бор, Ср. Падма, Светлое, Фаддейн-Келья и др.	П-я в базит-гипербазитовых интрузиях (PR): Бураковской, Пудожгорской, Койкарской. Травяная губа, Кааламо	PR: Ятулий-1, Пальеозеро. Черный Наволок, Риговаракское Маймъярвинское и др.

Золото-сульфидно-кварцевые (или карбонат-кварцевые) рудопроявления обычно бывают приурочены к березитизированным плагиогранитам, гранит-порфирам, порфировым дайкам. В Кумбуксинской зоне Сумозерско-Кенозерского ЗП и Южно-Выгозерском ЗП на проявлениях Заломаевского рудного поля золото-сульфидная минерализация приурочена к контактам порфировых даек, возраст которых близок к гранитам Шилосского массива (2,86–2,82 млрд л.). Рудная минерализация (пирит, пирротин, халькопирит, золото, шеелит) развивается в их ореоле, обычно приурочена к зонам рассланцевания и максимального развития карбонат-кварцевых прожилков. Содержание Au достигает 1–20 г/т.

В Костомукшской структуре золото-сульфидная минерализация приурочена к кварцевым штокверкам и линейным жилам в диоритах и гранит-порфирах таловейского комплекса (2,72 млрд л.). Гранитоиды секут уже смятые и метаморфизованные в амфиболитовой фации метабазальты и коматииты (амфиболиты и серпентин-тремолитовые сланцы) и бывают приурочены к узлам ССВ и субширотных разломов. В гранит-порфирах по трещинам ССВ простираения (20°C) развиваются золото-кварцевые малосульфидные жилы (Au 0,5–47 ср. 4,5–5,6 г/т) с высокопробным золотом. Изменения в штокверке и в ореоле Главной жилы происходили в условиях снижения температуры гидротермальных растворов от 380–360°C до 50°. В обрамления массива они отвечают пропилитам и хлорит-талк-карбонатным сланцам. В конце процесса рудообразования, на стадии привноса Ag и Te, золото иногда замещается электрумом (Ag 11–40 %), но чаще образуются сростания гессита, петцита AuAg_3Te_2 ($T_{\text{обр.}}=145\text{--}50^\circ$), мутманнита AuAgTe_2 , реже калаверита $(\text{Au},\text{Ag})\text{Te}_2$. В конце процесса $T_{\text{обр.}}$ резко падает и, судя по насыщенности газовой жидкостью включения кварца, происходит резкое вскипание растворов. По минеральному составу тип оруденения может быть отнесен к мезотермальному золото-теллурувому малосульфидному.

Группа Au-содержащих Cu-Мо-порфировых и Au-полиметаллических проявлений, выделяемых с первыми в единой зональности, представлена в Карелии порядка 20 объектами, такими как месторождения Лобаш и Лобаш-1, проявлениями Пяяваарской группы (Ширкоярви, Муштаоя), Костомукшских (Восточное, Кургелампи), Идельских (Кочкома), Южно-Сегозерских (Бергаул), Центральным Хаутаваарским, Кадилампи, Ялонваарским (Au-Cu-Мо-W) и некоторыми другими в архейских ЗП Карелии. Области распространения этих массивов определяются СВ или ЮЗ окраинами Карельского кратона, либо меридиональными зонами в центральной его части. Оруденение месторождений подобного типа локализуется в апикальной части интрузий, либо выходит во вмещающие толщи. Массивы обычно многофазные, представлены диоритами, гранодиоритами, гранит-порфирами, лейкогранитами, они сопровождаются грейзенами, биотититами, пропилитами, гумбеитами (по гранитам и вмещающим толщам). Штокверковые, вкрапленно-прожилковые или жильные типы руд представлены молибденитом, халькопиритом, пирротинном, пиритом, галенитом, сфалеритом, иногда шеелитом, разнообразными висмутотеллуридами и некоторыми другими минералами. Количество кварцевых прожилков обычно не превышает 20 % от общего объема (площади) измененных пород. Золото на этих рудных объектах обычно тяготеет к полиметаллической части руд, при этом встречается как золото, так и электрум. Золото-полиметаллическая минерализация бывает совмещена с молибденовыми рудами (Ялонваара), или же пространственно отделена от них (Лобаш-1), полиметаллы и золото накладываются на более раннее молибденовое оруденение. Содержание Au сильно колеблется, например, на месторождении Лобаш-1: Au – от 0,1–0,4 до 216 г/т, ср. 1–4 г/т, Ag 10–100 г/т, ср. 3–10, Cu 0,1–1%, ср. 0,1–0,4 % [1].

Золоторудные объекты в зонах сдвиговых деформаций («орогенические»). Наибольший интерес представляет группа рудных объектов, контролируемая тектоническими зонами (разломами разного порядка, зонами деформаций, расщелачивания и метасоматоза). Эти зоны выделяются как шир-зоны, а рудопроявления относятся к структурно-контролируемым. Они могут быть, как локальные в ореоле гранитных тел и порфировых даек, так и более значительного масштаба, сопряженные сдвиговым деформациям регионального порядка, которые зависят от тектонической перестройки территории Карелии на коллизионном этапе в позднем архее или позднем палеопротерозое, а также на стадии заложения СВ и СВ разломов на Карельском кратоне.

Дорудные минеральные ассоциации дислокационных зон в ЗП формируются в результате гидротермально-метасоматических преобразований в условиях метаморфизма зеленосланцевой-амфиболитовой фаций (то есть, на разных глубинах), в разных РТ-условиях, как сжатия, так и растяжения. Месторождения зон сдвиговых деформаций отличаются чрезвычайно широким разнообразием минерального состава, зависящего от состава вмещающих пород и типа первичного оруденения, ранее сформированных рудных объектов, т. е., металлогенической специализации территории. Золоторудные объекты в шир-зонах в архейских ЗП Карелии обычно бывают представлены гипо- и мезотермальными рудами – Au-S, Au-Te-As, Au-As-S, Au-As(Sb)-S-кварцевыми, либо карбонат-кварцевыми (Педролампи, Рыбозеро, Ю.-Костомукшское, Берендей, Талпус, Эльмус, Новые Пески).

Спецификой золоторудных проявлений в ЗП ранней генерации (3,0–2,86 млрд лет, в обрамлении Водлозерского блока), в которых широко развиты коматииты, основные вулканиты и колчеданные руды, является формирование в шир-зонах метасоматитов лиственит-беризитового типа, Au-S или Au-S-As-минерализации (Рыбозеро, Золотые Пороги, Половнино, Педролампи, Талпус, С.-Гирвасское). Геохимический тип оруденения – Au-Te-Ni-(Co)-As-(Sb)-S, Au-S. Характерно присутствие в рудах пирита или зональных сульфоарсенидов Fe, Ni, Co, S, As, Sb (арсенопирит, кобальтин, герсдорфит, глаукодот, ульманнит и др.), сульфосолей (Sb-As). Золото в рудных объектах этой группы высокопробное, при снижении температуры образуются разнообразные теллуриды Au-Ag, Ni-Pd-Te, HgTe фазы. В условиях амфиболитовой фации образуются золото-леллингит-арсенопиритовые руды (Новые Пески). В более низкотемпературных минеральных типах руд (пиритовых), на стадии привноса полиметаллов и серебра, либо в зонах метаморфогенно-метасоматических преобразований вблизи колчеданов, рудная минерализация сопровождается увеличением концентраций Cu, Pb, Zn, Ag, Bi и преобладает электрум.

В Западно-Карельских зеленокаменных структурах (ЗП с возрастом 2,82–2,7 млрд л.) в верхней части разреза доминируют терригенные толщи и железистые кварциты. В Костомукшской структуре среди золоторудных объектов, приуроченных к шир-зонам преобладают Au-S-As вкраплено-прожилковые руды (проявление Южно-Костомукшское), представленные арсенопиритом, леллингитом и высокопробным золотом, минералами золота с Sb и Bi. Метаморфогенно-метасоматические преобразования пород в широтной шир-зоне южного карьера железорудного месторождения отвечают условиям амфиболитовой фации повышенных давлений и $T \sim 600^\circ\text{C}$, околорудные изменения в зоне развития арсенопиритовой минерализации достигали $T \sim 500^\circ$. Золото тяготеет к зоне деформаций и более интенсивного окварцевания, развития более крупного арсенопирита, леллингита. Au-S-As руды в разрезах с железистыми кварцитами обычно малосульфидные, иногда с более крупным перекристаллизованным магнетитом. Однако в ассоциациях руд, где преобладают более поздние сульфиды (пирротин, халькопирит, реже сфалерит, галенит, Bi-Te), более распространен электрум.

Литература

1. *Минерально-сырьевая база Республики Карелия*. Карелия. 2005. 280 с.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТА ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ КАРЕЛИИ

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б.

Институт геологии КАР НЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru; petrlavrov@mail.ru

TYPOMORPHIC CHARACTERISTICS OF GOLD FROM PRECAMBRIAN DEPOSITS AND OCCURRENCES IN KARELIA

Kuleshevich L.V. & Lavrov O.B.

Institute of Geology KarRC RAS, Petrozavodsk, kuleshev@krc.karelia.ru; petrlavrov@mail.ru

Формирование золоторудных объектов Карелии происходило на разных этапах развития ее территории: в вулканогенных областях (1 тип руд), на стадии внедрения поздне- и постколлизийных гранитоидов и гранит-порфиров (2 тип) в орогенических областях и в зонах сдвиговых деформаций, связанных с поздне- и постколлизийными этапами развития в архее и палеопротерозое (3 тип). Для этих трех основных генетических типов выделены соответствующие рудные формации, установлены региональные закономерности размещения, минеральные ассоциации дорудных и околорудных метасоматитов и состав рудной минерализации. Благодаря минералогическим исследованиям, проводимым авторами в последние годы, детально изучена минералогия рудных объектов, относимых ко 2–3 типу, установлены типоморфные особенности, состав золота и минералов-спутников.

Золото-малосульфидно-кварцевое оруденение Костомукшской структуры связано с мало-глубинными интрузиями диоритов, кварцевых диоритов, гранит-порфиров, дайками и сопровождающими их кварцевыми штокверками и жилами. Типоморфными минералами основных продуктивных типов руд являются пирит, золото, халькопирит, Bi-Te, Au-Ag-Te фазы (гессит, петцит $AuAg_3Te_2$, мутманнит $(Au, Ag)Te_2$, $T_{уст} < 3820C$), реже встречаются галенит, калаверит, сфалерит, висмут, электрум, висмутин, монацит. Более серебристое золото (4,76–35,22 % Ag) характерно для прожилковых руд штокверка, тогда как в Главной жиле образуется преимущественно высокопробное золото (~4–10 % Ag, табл. 1) на ранней стадии. При снижении температуры от 380–360°C до 50°C образуются гессит и теллуриды Au и Ag (Au-содержащий гессит, калаверит, петцит $AuAg_3Te_2$, мутманнит $(Au, Ag)Te_2$). Рудную формацию можно отнести к Au-Te-S-кварцевой.

Таблица 1

Состав золота месторождения Таловейс

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ag	4,76	28,18	26,71	23,21	35,22	33,64	22,26	13,69	5,72	5,22	9,82	5,31	7,07	4,44	8,40
Au	95,24	71,82	73,29	76,79	64,78	66,36	77,74	86,31	94,28	94,78	90,18	94,69	92,93	95,56	91,60
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр	K-74/1	K-74/1	T-12/4	T-12/4	T-12/1	T-12/1	329-2	T-12/5	T-12/5	T-12/5	T-12/5	T-12/5a	T-12/7	Tal-1	Tal-1

Примечание. 1–2 – полиметаллические прожилковые руды. 3–7 – пирит-кварцевые вкрапленно-прожилковые руды штокверка. 8–16 – руды Главной кварцевой жилы. 1, 9–15 – золото, 2–4, 7 – Ag-золото, 5–6 – электрум.

Архейские Au-Cu-Mo-W-порфировые и Au-полиметаллические месторождения и проявления (Лобаш-1, Пяяваара, Восточное, Ялонваара, Кадиламппи) локализуются в апикальных частях гранит-порфировых массивов и их экзоконтактах. Для месторождения Лобаш типоморфными минералами являются серебристое золото и электрум (Ag 4–35 %), висмут, висмутин, Bi-Te-фазы (жозеит, хедлейит, цумоит), реже серебро, гессит, шеелит. На Au-Cu-Mo-W-порфировом проявлении Ялонваара широко развиты молибденит, сульфиды Fe, Cu, Zn, шеелит, молибдошеелит, висмут, тетрадимит, хедлейит, пильзенит, цумоит, сульфоцумоит, Ag-цумоит, золото (Ag 1,66–19,29 %) и электрум, встречаются петцит, гессит, икунолит, серебро, акантит, Pb-Bi-сульфосоли (Ag-бурсаит, козалит, Ag-лиллианит, лиллианит). Золото ассоциирует с Bi-Te-фазами и Pb-Bi-сульфосолями (табл. 2).

Таблица 2

Состав золота месторождений Лобаш, проявлений Ялонваара и Кадиламппи

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ag	4,94	5,60	12,7	26,9	32,41	31,1	70,01	52,13	53,76	5,78	1,66	6,35	18,23	19,29	35,5
Au	99,64	94,6	86,0	72,7	67,22	69,1	29,99	47,87	46,24	94,22	98,34	93,65	81,77	80,71	74,5
Σ	99,58	100,2	98,7	99,6	99,63	100,2	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр	130/ 259,9	140/ 292,7	130/ 259,9	133/ 87,1	132/ 100,1	140/ 292,7	404 /87	404 /87	МН	МН	Л-Ял				

Примечание. 1–8– Лобаш. 9–10– Кадиламппи. 11–15– Ялонваара. 1–3, 10–14– золото, 4–Ag– золото, 5–9, 15–электрум.

Au-As-(Sb)-S оруденение в свекофенидах Северного Приладожья локализуется в шир-зонах на контакте с порфировыми дайками, в которых развита более ранняя молибденитовая минерализация. Золото ассоциирует с арсенопиритом, сульфосолями и сульфидами полиметаллов и представлено на проявлениях Алатту и Янисйоки золотом высокопробным (Ag 4–7 %), серебристым и электрумом (Ag 20–51 %), (табл. 3).

Таблица 3

Состав золота рудопроявлений Алатту и Янисйоки

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ag	4,10	5,31	7,51	20,70	31,32	41,37	51,69	21,82	17,01	27,34	38,81	44,45
Au	95,90	94,69	92,49	79,30	68,68	58,63	48,31	78,18	82,99	72,66	61,19	55,55
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание. 1–7 – Алатту, 8–12 – Янисйоки. 1–3 – золото. 4, 8–10 – серебристое золото. 5–7, 11–12 – электрум.

Золоторудные объекты в шир-зонах в архейских зеленокаменных поясах представлены Au-S, Au-Te-As, Au-As-S, Au-As(Sb)-S-кварцевыми, либо карбонат-кварцевыми рудами месторождений Рыбозеро, Педролампи, Новые Пески, проявлений Южно-Костомукшское, Талпус, Северо-Гирвасское и многих других. Типоморфными минералами руд месторождения Рыбозеро являются пирит, халькопирит, галенит, бурнонит $PbCuSbS_3$, цумоит, теллуровисмутит, зональные Fe-Ni-Co-As-Sb-S фазы (герсдорфит, ульманнит, вольфхит, реже глаукоцит, арсенопирит), а зональные сростания блеклых руд ряда теннантит-тетраэдрит, алтаит, Au-Ag-Te-фазы (монтбейрит Au_2Te_3 , мутманнит $AuAgTe_2$, петцит, гессит, реже сильванит и Au-гессит), встречаются колорадоит $HgTe$, мелонит $NiTe_2$. Золото участка Рыбозерского тонкодисперсное высокопробное, содержит 4,5–16,6 % Ag (табл. 4). На других проявлениях в шир-зонах, формировавшихся в эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фации, золото встречается с арсенопиритом, пиритом (Талпус), либо пирротинном, в разных ассоциациях и содержит разное количество Ag: от чистого до серебристого (табл. 4).

Таблица 4

Состав золота месторождения Рыбозеро, проявлений С.-Гирвасское, Талпус

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ag	6,07	16,62	7,0	5,16	4,53	12,33	37,63	39,86	26,49	69,53	40,13	9,08	9,5	12,68	3,63
Au	93,93	83,38	93,0	94,84	95,47	87,67	62,37	60,14	73,51	30,47	59,87	90,92	90,5	87,32	96,37
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр	42/ 151,2	42/ 151,2	42/ 149,2	42/ 107,5	42/ 107,5	42/ 107,5	Кой-1	Кой-1	Кой-2	Кой	12-1	16-1	16-2	16-6	ЗП-1

Примечание. 1–6 – Рыбозеро, 7–10 – С.-Гирвасское, 11–14 – Талпус. 15 – Золотые Пороги. 1–6, 12–15 – золото, 9 – Ag-золото, 7–8, 10–11 – электрум.

Таблица 5

Состав золота месторождений Педролампи, Новые Пески, проявления Южно-Костомукшское

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Ag	4,56	16,21	2,61		3,18	21,09	34,46	5,65		7,87	6,68	5,01	4,15		2,61	1,86
Au	95,44	83,79	97,39	100	96,82	78,91	65,54	94,35	100	92,13	93,32	94,99	95,85	100	97,39	98,14
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр	/11- 06	1/11- 06	1/11- 10	1/11- 10	ЮК- 1	ЮК- 1	ЮК- 2	306/2	С- 2/31	С- 2/33	С- 2/132,3	П-2/8	Пе-15	ПЛ	400	400

Примечание. 1–7 – Южно-Костомукшское. 8–11 – Новые Пески. 12–16 – Педролампи. 1–5, 8–16 – золото, 6 – Ag-золото, 7 – электрум.

Au-S-As-кварцевая минерализация Южно-Костомукшского проявления формировалась в условиях амфиболитовой фации, представлена арсенопиритом, леллингитом, пирротинном, золотом, реже встречаются халькопирит, шеелит, сфалерит, галенит. Золото ассоциирует с мальдонитом, ауристобитом, висмутом, выделяется на границе леллингита, в арсенопирите и самостоятельно, содержит от 0,2 до 16 % Ag (табл. 5). В ассоциации с сульфидами (пирротин, халькопирит, обр. ЮК-1 и 2) чаще встречается Ag-золото и электрум (Ag 20–34,46 %). Аналогичная ассоциация золота с арсенопиритом и леллингитом развита на месторождении Новые Пески Хаутава-Ведлозерской площади: золото содержит Ag до 8 %.

Золото-пиритовые руды месторождения Педролампи приурочены к шир-зоне, формировавшейся в условиях зеленосланцевой фации. Руды содержат пирит (10–30 %), золото, халькопирит, реже встречаются серебро, галенит, сульфосоли, Pd-фазы, аксессуарные ксенотим, монацит, уранинит. Видимое золото наиболее высокопробное, тонкодисперсное золото содержит до 4,45–11 % Ag, реже с минералами меди встречается электрум.

На Карельском кратоне к палеопротерозойским толщам в зонах складчато-разрывных деформаций СЗ простираения, СЗ и СВ узлам приурочены низкотемпературные щелочные метасоматиты и *Au-Cu-S кварцевые, Au-Cu-U-S и Au-(Pd)-Cu-(Mo)-Se-S-U-V-комплексные руды*. Рудная ассоциация объединяет сульфиды меди, селениды, Ag-золото, ее сопровождают апатит, рутил, сфен, барит, гематит, минералы урана, карбонаты РЗЭ. Руды относятся к эпitherмальным ($T \sim 200-400^\circ C$), 5–7 и многоэлементным: Cu, Ag, Au (Pd, Mo, Co), Se, S, U, (V, РЗЭ, P, Ti, Fe, Ba), Ag/Au > 100.

На руднике Воицком Au-Cu-S кварцевые жилы содержат халькопирит, борнит, халькозин, молибденит, золото, более редкие галенит, клаусталит, гессит, штютцит, виттихенит Cu_3BiS_3 , богдановичит AgBiSe_2 , теллур, теннантит. Видимое золото-1 в кварцевых жилах содержит Ag 5,06–6,53 %, тонкодисперсное золото-2 борнитовых руд более серебристое – 11,75–21,7 % Ag (табл. 6). В рудах установлен фишессерит AuAg_3Se_2 и изоморфизм в системе Au-Ag-Se-Te (до 2,16–12,35 % Au в гессите). Подобные минералы известны на месторождении Майское, где ранее золото-1 содержит до 6–10 % Ag, а тонкодисперсное золото-2 – 20–43 % Ag и ассоциирует с Ag-минералами.

Cu-S руды месторождения Воронов Бор сформировались в зоне щелочного метасоматоза, наложенного на ятулийские кварцито-песчаники и базальты. Рудная минерализация представлена сульфидами меди (халькопирит, борнит, халькозин), молибденитом, в борнитовых рудах установлены Ag-золото, акантит, серебро, галенит, клаусталит, науманнит, реже встречаются рениит $(\text{Re,Cu,Os})\text{S}_2$, кобальтин, гринокит, сульфосоли Ag-Bi-Te-Cu-S, Ag-халькозин, барит. Золото-1 содержит 16–20 % Ag; тонкодисперсное золото-2 (электрум и кюстелит) – 32–74 % Ag (табл. 6). Типоморфные элементы руд – Cu, Ag, Au, Mo, Re, Se, U, Ba. Подобная минеральная ассоциация встречается также на проявлениях Медные горы и Мойна, где Ag-золото ассоциирует с кюстелитом (табл. 6).

Таблица 6

Состав золота протерозойских рудных объектов

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ag	6,09	12,34	21,71	31,94	10,69	16,02	12,34	24,80	31,94	19,12	39,48	73,02	5,41	5,63	12,74
Au	93,91	87,66	78,29	68,06	89,31	82,88	87,66	75,20	68,06	80,88	60,52	26,98	94,59	94,37	87,26
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр	KM1	PB-11/2			Ma-1	VB10	МГ-5/2a	МГ-7/1	МГ-5/2a	502-2	502	502	2757	PCB-9k	RSV-9aL

Примечание. 1–4 – Воицкий рудник. 5 – Майское. 6 – Воронов Бор. 7–9 – Медные горы. 10–12 – Мойна. 13 – Средняя Падма. 14–15 – Светлое. 1, 3, 6–7, 13–15 – золото, 2, 8, 10 – Ag-золото, 4, 9, 11 – электрум, 12 – кюстелит.

На месторождении Средняя Падма в Онежской структуре геохимический спектр руд представлен V, Cr, Ti, U, Pd, Pt, Mo, Co, Cu, Ag, Au, Se, Bi, Re. В окколорудно-измененных встречаются пирит, галенит, Se-галенит, клаусталит, молибденит, халькопирит, борнит, сфалерит, бертьерит, рутил, апатит, гематит, уранинит, редкие Zn-Cr-V-шпинель и Cr-V-Fe-оксид титана. Золото из клаусталит-карбонатных прожилков из роскаэлитовых метасоматитов выделяется с клаусталитом, Pd-Pt-Cu-Bi-Se (фрудит и селено-сульфо-висмутиды палладия) и Pt-Bi-фазами. Оно содержит 5–8,6 % Ag (табл. 6), иногда Se до 0,77 %. К рудам Падминского типа близка минерализация проявления Светлое. Она представлена сульфидами меди, селенидами, такими как клаусталит, науманнит, лайтакарит $\text{Bi}_4(\text{Se,S})_3$, умангит Cu_3Se_2 и золотом. В сростании с золотом в глобулах установлены селениды Pd и Au-содержащий палладсеид, мертиит, антимониды Au и Pd, а также уранинит, гематит, гетит – минералы, характерные для низкотемпературных близповерхностных условий. Тонкодисперсное золото в глобулах и более крупных зернах высокопробное, содержит 5,63–12,74 % Ag, реже встречается медистое золото (табл. 6).

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ CU-S РУД КААЛАМСКОГО МАССИВА

Лавров О.Б.

Институт геологии КАР НЦ РАН, Петрозаводск, petrlavrov@list.ru

NOBLE METAL MINERALIZATION OF CU-S ORES FROM KAALAMO MASSIF

Lavrov O.B.

Institute of Geology, KarRC, RAS, Petrozavodsk, petrlavrov@list.ru

Кааламский дифференцированный мафический интрузив площадью около 80 км² расположен в Северном Приладожье, вблизи поселка Кааламо. Геологическое строение и петрология

магматических пород, слагающих массив, отражены в работах Г.М. Саранчиной 1948–1949 гг., которые остаются актуальными до сих пор. Интрузив относится к перидотит-габбро-норитовой формации раннеорогенного этапа развития Свекофеннского складчатого пояса или рассматривается как пироксенит-габбронорит-диоритовый массив [2]. Породы его датированы U-Pb методом (по цирконам) и имеют возраст – 1888.3 ± 5.2 млн лет [1]. Условия регионального метаморфизма отвечают амфиболитовой фации.

В 1950-х годах в пределах Кааламского массива проводились геофизические работы Западным геофизическим трестом Министерства геологии СССР. В результате была выявлена аномалия и получены данные, свидетельствующие о возможном наличии сульфидного медно-никелевого оруденения, приуроченного к восточной части массива. Это подтвердилось в результате работ автора, проведенных в последние годы.

Оруденелыми породами являются метаморфизованные пироксениты, в настоящее время представляющие собой средне- и крупнозернистые амфиболиты. Сульфиды образуют в них сидеронитовую вкрапленность, мелкие включения в силикатах, гнезда и микропрожилки. Руды мелко- и среднезернистые с неравномерным распределением сульфидов. Сульфидные агрегаты являются полиминеральными: в преобладающем халькопирите содержатся включения пирита, мельниковита-марказита (в основном по пирротину), виоларита (по пентландиту), иногда сфалерита. Эти минералы также составляют сростания друг с другом в различных сочетаниях. Нерудные минералы представлены продуктами изменения первичных магматических пород – амфиболами, слюдами и хлоритом.

Сульфиды. Халькопирит, ведущий рудный минерал, он составляет до 60–70 % всей сульфидной массы. Он образует неправильные выделения размером от 0.03–0.05 до 1–5 мм в сидеронитовой вкрапленности. Реже формируются зерна с неровными, зазубренными краями в ассоциации с хлоритом. В относительно крупных обособлениях халькопирита встречаются идиоморфные кристаллы пирита, в том числе Ni-содержащего, и пентландита, замещенного виоларитом.

Пентландит, представлен идиоморфными изометрическими зернами размером до 4 мм, обычно нацело замещенный виоларитом. Повсеместно в минерале наблюдается хорошо проявленная спайность со следами выкрошивания, к которой иногда тяготеет халькопирит, образующий тонкие прямолинейные просечки.

Довольно часто в рудах встречается относительно хорошо ограненный пирит в виде зерен-вкрапленников размером до 3 мм или их сростков.

Иногда среди халькопиритовых зерен и вблизи них, в том числе и на границе с силикатным минералом, встречается молибденит в виде пластинок или чешуек, изогнутых и расщепленных. Отдельные его пластинки достигают 0,8 мм в длину и иногда имеют двойниковое строение. По отношению к халькопириту молибденит является более поздним: пластинки его пересекают мелкие зерна халькопирита. Халькопирит содержит мелкие (0,01–0,05 мм) изометричные и розетковидные выделения сфалерита. Изометричные зерна сфалерита, в свою очередь, содержат мельчайшие включения халькопирита более поздней генерации, представляющие распад твердого раствора сфалерита-халькопирита (350–400°C) Иногда встречаются галенит, Se-галенит, теллуриды серебра.

При изменениях пирротина и халькопирита (их сульфуризации), а также частично на стадии их более позднего экзогенного изменения, образуются сложные марказит-мельниковитовые и пирит-мельниковитовые агрегаты.

Благороднометалльная минерализация. Главной особенностью халькопиритовой минерализации Кааламского массива является то, что она является носителем благородных металлов. С помощью сканирующего электронного микроскопа в рудах были установлены самородное золото и разнообразные платиноиды – арсениды, сульфоарсениды Pt, Rh, Ir, минералы системы Pd-Bi-Te и некоторые другие. Химические составы минералов (в мас. %) приведены в таблицах 1, 2.

Таблица 1

Арсениды и сульфоарсениды платиновых металлов Кааламского массива

Эл-ты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Pt	59,32	56,06	57,00	16,59	14,45	18,50	20,98	18,11	31,11	22,37	17,81
Ir					3,84	1,64				29,42	32,42
Rh				33,50	32,86	30,24	29,87	30,19	22,42	6,76	8,34
Os						2,74					
As	40,68	42,22	42,07	35,20	31,96	31,49	37,24	36,09	35,71	29,79	28,76
S				14,70	16,86	15,39	11,91	15,60	10,76	11,65	11,75
Fe		1,72	0,93								0,93
Σ	100,0	100,0	100,0	99,99	99,97	100,0	100,0	99,99	100,0	99,99	100,0

Примечание. 1–3 – сперрилит; 4–8 – холлингвортит; 9–родиевый платарсит; 10–11 – ирарсит.

Таблица 2

Состав самородного золота и минералов ЭПГ Кааламского массива

Эл-ты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Au	81,00	95,52					2,19				
Ag	19,00										
Pt		4,48	38,20	34,20	34,38						
Pd				5,10		69,44	27,22	27,58	38,96	40,92	55,02
Rh					6,19						
Te			39,43	49,65	55,87		54,84	50,27	33,15	32,89	40,88
Bi			20,75	11,05	3,56		15,75	22,15	27,89	26,19	2,05
Sb						26,98					
As						3,57					2,05
Fe			1,62								
Σ	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,99	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

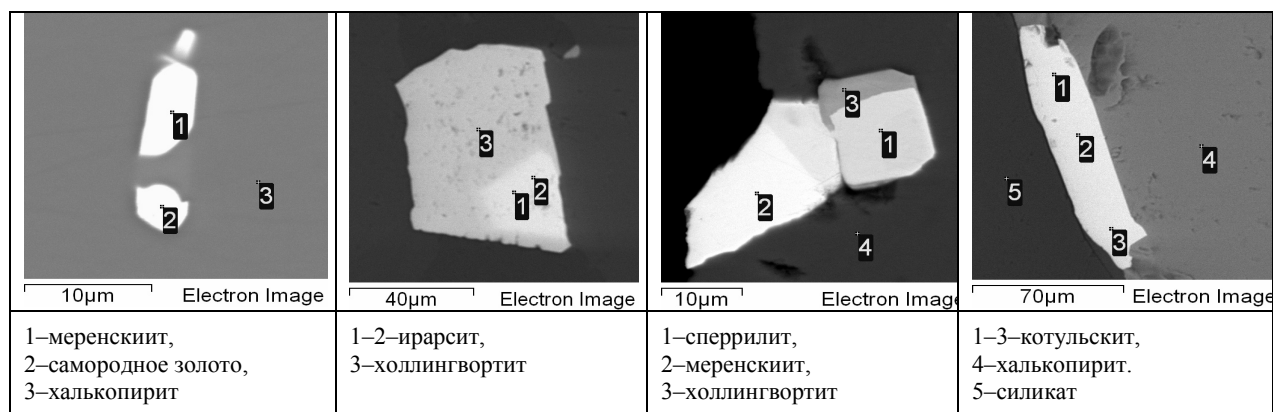
Примечание. 1 – самородное золото; 2 – платинистое золото; 3–4 – мончеит; 5 – Rh-мончеит; 6 – мертиит-II; 7 – Au-меренскиит; 8 – меренскиит; 9–10 – котульскит; 11 – неизвестная фаза.

Золото представлено двумя генерациями: самородным золотом (пробность 780–810) и сплавом с Pt – платинистым золотом (табл.1), которое представляется более ранним. Самородное золото наблюдалось исключительно в виде включений в халькопирите размером 4×5 мкм и менее округлой и пластинчатой формы (рис.). Оно содержит до 22% Ag. В единичном случае было встречено срастание золота с меренскиитом. Платинистое золото тяготеет к выделениям виоларитизированного пентландита.

Сперрилит (PtAs₂) является одним из наиболее ранних по времени образования платиноидов. В единичном случае он был зафиксирован в виоларите (по пентландиту) в виде включения размером 3×5 мкм. Но наиболее часто встречаемая его позиция – это срастания с котульскитом, меренскиитом и холлингвортитом, где он имеет максимальный размер 10×10 мкм (рис., табл. 2).

Холлингвортит (Rh,Pt)AsS) помимо ассоциации со сперрилитом образует мельчайшие включения в халькопирите, а также в силикатах, где его выделения имеют трапециевидную форму размером от 2×5 мкм. Встречаются и более крупные идиоморфные кристаллы размером 50×40 мкм, представляющие собой зональные срастания холлингвортита и ирарсита (рис.). В единичном случае отмечалось совместное сосуществование холлингвортита и ирарсита с платарситом. Характерные элементы-примеси в холлингвортите – осмий (до 4,13 %) и иридий (до 3,86 %).

Котульскит (Pd(Te,Bi)) является самым распространенным минералом семейства элементов платиновой группы (ЭПГ). Он встречается в виде округлых и овальных включений в Ni-содержащем пирите и халькопирите, размеры его 3×3 и 9×6 мкм, а также находится в трещинах среди силикатов, в участках хлоритизации, где имеет удлиненную форму. Иногда котульскит совместно с халькопиритом и хлоритом образуют срастания или же он располагается на границе халькопирита и силиката. Состав котульскита неоднородный, содержание палладия в минерале меняется от 36.67 % в центре зерна, до 38.18 % в краевой его части. Помимо часто встречающейся ассоциации котульскита с халькопиритом, отмечались единичные его срастания с родиевым платарситом (мелкое включение в виоларитизированном пентландите) и с меренскиитом (зональное срастание) в измененном Ni-пирите. Из элементов-примесей в котульските установлена лишь платина, содержание которой – 4.75 %.



Благороднометаллическая минерализация Кааламского массива

Меренскиит ($\text{Pd}(\text{Te}, \text{Bi})_2$) встречается в виде включений в халькопирите, силикатном минерале, где размеры его невелики – 10×7 и 9×4 мкм. Отмечаются его сростания с халькопиритом на границе с хлоритом, либо нахождение среди хлорита, где меренскиит имеет резко удлиненную форму и, соответственно, размер 95×15 мкм. В ассоциации с котульскитом оба минерала являются более поздними образованиями по отношению к измененному Ni-пириту, и частично проникают в него. В единственном случае в меренскиите была определена незначительная примесь золота.

Мончеит ($\text{Pt}, \text{Pd}(\text{Te}, \text{Bi})_2$) зафиксирован только среди силикатных минералов, где представлен включениями удлиненной формы размером 15×5 и 6×1.5 мкм. В единичном случае отмечалось его сростание с меренскиитом, где оба зерна имели тот же удлиненный габитус. Интересным элементом-примесью в мончеите является родий (табл. 1), который, по-видимому, изоморфен с палладием в кристаллической структуре данного минерала.

В рудах также установлен ряд редких и неизвестных минеральных фаз с высоким содержанием палладия (до 59.97 %) с большим числом элементов-компонентов.

Содержания благородных металлов определялись на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ISP MS). Результаты получены следующие (в ppm): Au 2.02–2.11; Ru 0.25–0.26; Rh 0.21–0.24; Pt 0.16–0.22; Pd 5.76–5.91.

Из особенностей распределения и форм нахождения золота и ЭПГ в рудах Кааламского массива следует подчеркнуть приуроченность к халькопиритовой минерализации, чрезвычайно мелкий размер минеральных включений (от 1 до 50–60 мкм, редко более), образование полиминеральных сростков минералов платиноидов, большое разнообразие состава минеральных фаз (арсениды Pt – сульфидарсениды Pt, Rh, Ir – висмутотеллуриды Pt, Pd.). В сульфидарсенидах Pt, Rh, Ir (платарсите, ирарсите, холлингвортите) установлен широкий изоморфизм с замещением всех ведущих элементов Pt, Rh, Ir и Os. Последнее обстоятельство свидетельствует о высокотемпературном типе ЭПГ минерализации. Рудная Au-Pt-Ni-Cu-S минерализация Кааламского массива является комплексной. Она приурочена к пироксенитовой части массива, встречается в крупных ксенолитах, вынесенных с больших глубин и, соответственно, требует необходимости исследования более глубоких горизонтов и ультрабазитовых составляющих массива.

The Kaalamo pyroxenite-gabbro-diorite massif (1883±5 Ma) is located in the northern Lake Ladoga area (Priladozhye). The rocks are metamorphosed regionally to amphibolite grade. A zone containing unevenly disseminated Cu-S nickeliferous ores confined to pyroxenites was revealed in the Kaalamo massif. The ores are represented by chalcopyrite, pentlandite (replaced by violarite) and pyrite, including Ni-pyrite (replaced by marcasite and melnikovite). Late pyrite, molybdenite, sphalerite, 2nd-generation chalcopyrite, galena, Se-galena and silver tellurides emerge in the ores at late stages in mineralization. The Cu-S ores (with nickel impurity) were found to contain gold and platinumoids (ppm): Au-2.02–2.11; Ru-0.25–0.26; Rh-0.21–0.24; Pt-0.16–0.22; Pd-5.76–5.91. Gold occurs in native form (22 % Ag) and as Au-Pt melt (4.48 % Pt). PGE minerals, such as sperrylite, kotulskite, moncheite, merenskyite and rare sulphoarsenides Pt, Ir and Rh (platarsite, irarsite and hollingworthite) were also revealed. The distribution pattern and forms of gold and PGE occurrence in Kaalamo ores are quite distinctive: gold and PGE are confined to

chalcopyrite mineralization, mineral inclusions are extremely small (1 to 50–60 μm , bigger inclusions are scarce), platinoid mineral intergrowths are formed, mineral phases are compositionally diverse: Pt arsenides – Pt, Rh, Ir sulphoarsenides–Pt, Pd bismuthotellurides. Large-scale isomorphism with the replacement of all leading elements such as Pt, Rh, Ir and Os in Pt sulphoarsenides, Rh, Ir– platarsite, irarsite and hollingworthite was revealed. The latter circumstance suggests a high temperature type of PGE mineralization. The Au-Pt-Ni-Cu-S ore mineralization of the Kaalamo massif is complex. It is confined to the pyroxenitic portion of the massif, and it occurs in coarse xenoliths exhumed from great depths. Therefore, the deeper horizons and ultrabasic constituents of the Kaaalamo massif should be studied.

Литература

1. Богачев В.А. и др. Являются ли ультрамафит-мафитовые интрузии Северного Приладожья продолжением никеленосных поясов Финляндии? // Материалы международной конференции «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». Петрозаводск. 1999. С.18.
2. Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 340 с.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ КОЛЧЕДАНЫХ И КОЛЧЕДАНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД КАМЕННООЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ (ВОСТОЧНАЯ КАРЕЛИЯ)

Ларькина Н.Ю., Кулешевич Л.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru; larkina@igkrc.ru

MINERAL ASSEMBLAGES AND GOLD POTENTIAL OF PYRITE AND PYRITE-BASE METAL ORES OF THE LAKE KAMENNOYE STRUCTURE, EAST KARELIA

Larkina N.Yu., Kuleshevich L.V.

IG KarRC RAS, Petrozavodsk, kuleshev@krc.karelia.ru; larkina@igkrc.ru

При оценке территорий на золото, колчеданные руды обычно рассматриваются как возможные первичные (базовые) формации, содержащие фоновые или повышенные концентрации золота, среди них колчеданно-полиметаллические руды, выделяются как золотосодержащие. Примером могут служить руды Урала [7]. По генезису эти руды относятся к гидротермальным вулканогенно-осадочным, либо магматогенным (VMS-тип). В Восточной Карелии они представлены двумя типами [1–6]: 1 – колчеданными и 2 – золотосодержащими колчеданно-полиметаллическими рудами.

Массивные, прожилковые, полосчатые и вкрапленные колчеданные руды 1-ого типа приурочены к контакту каменноозерской и кумбуксинской свит. Они образуют серию стратифицированных горизонтов и пластов в туфах и углеродсодержащих сланцах в зонах Кумбуксинского и Каменноозерского разломов – областях древних палеодепрессий на океаническом дне. Формирование оруденения связывается с базитовым магматизмом. Руды 1-ого типа представлены на проявлениях Центрально-Вожминском, Параллельном, Нялозерском, Светлоозерском, Золотопорожском, Савинском, Геофизическом в С-105, содержание золота в них низкое (редко достигает Au 0,01–1 г/т). Колчеданно-полиметаллические руды 2-ого типа образуют жильные и прожилково-вкрапленные пластовые залежи, залегающие субсогласно, или секущие вмещающие толщи (проявления Северо-Вожминское, Верхне-Вожминское, Камешки, содержание Au в них достигает 2,8–20 г/т).

Золото-содержащие колчеданно-полиметаллические руды изучались на двух проявлениях Северо- и Верхне-Вожминском в СВ части Каменноозерской структуры. *Рудопоявление С.-Вожминское* приурочено к СВ разлому, секущему метаандезиты, альбит-кварц-серицитовые сланцы по вулканогенно-осадочным породам и дайку габбро-диабазов. Рудная залежь была обнаружена при бурении (С-1, 29, 41, 70, 93; 250–262), изучалась С.А. Морозовым, А.В. Федюком, В.М. Тытыком (КГЭ), финскими геологами (GSF), ИГ КарНЦ [1–4]. Она имеет линзовидно-пластовую форму и прослеживается в СВ направлении. Мощность залежи 5–30 м, падение под углом 65°, в нижней части разреза она расщепляется на две части. Длина залежи 400 м, по падению она прослежена на 400 м. Руды зональные, по минеральному составу делятся на халькопирит- или сфалерит-пиритовые и существенно пиритовые.

вые. Они имеют массивные, брекчиевидные, густо-вкрапленные и полосчатые текстуры. Рудные участки перемежаются с безрудной породой. Рудная минерализация представлена пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, пирротинном, в меньшем количестве встречаются арсенопирит, кобальтин, Bi-Se-минералы. Околорудные изменения представлены кварцем, альбитом, серицитом, хлоритом, турмалином. Зоны турмалинизации достигают 3–4 м. Средняя $T_{обр.}$ хлорита из зон околорудного изменения $\sim 280\text{--}320^\circ\text{C}$. Центральная и более близкая к поверхности часть рудного тела сложена преимущественно пиритом. На глубине от 35–45 до 100 м и ниже развит сфалерит. Он обычно тяготеет к средним и нижним частям залежи, тогда как халькопирит и золото – к средним и верхним. Вблизи поверхности руды более окислены и содержат борнит, дигенит и карбонаты меди.

Геохимическое опробование руд показало средние содержания Cu – 1,21 %, Zn 4,36 % (по С-256, 250, 254), повышенные концентрации Ag до 167,1 г/т и Au 0,1–1,2 г/т (ср. 0,53 г/т). К участкам максимального обогащения Cu (на глубине 90–130 м) установлены повышенные концентрации Au, Ag, Bi, As, Co, Pb, La (ICP-MS анализ). В более ранних работах КГЭ в рудах этого же интервала были установлены содержания Cu – ср. 4,7 % (0,5–14 %), Zn – ср. 2,5 % (до 9,2–12,1 %), Co – 0,07 % (0,01–0,18 %), неравномерное распределение Pb, Ag и Au (Au до 2,8 г/т, ср. 0,9 г/т по С-29, 41, 70). Ресурсы рудопроявления не высокие, оценивались В.М. Тытыком (КГЭ): для меди P_1 – 20 тыс. т, цинка – 110 тыс. т, кобальта – 300 тыс. т, золота P_2 – 4 т (ср. 0,9 г/т Au); запасы меди по C_2+C_1 – 10,2 тыс. т, при среднем содержании Cu 0,28 %, золота – 0,6 т [5].

Минеральный состав руд. Пирит образует небольшие кристаллы кубо-октаэдрического габитуса размером <1 мм, часто бывает раздроблен и цементируется сфалеритом, халькопиритом, реже пирротинном и галенитом, что указывает на двустадийное формирование залежи. Количество пирита в рудах колеблется от 50 до 90 %. Он иногда содержит Co 0,03–0,18 %, Ni 0,01 %, As до 0,04 %, примеси Cu, Ag. Арсенопирит встречается редко, его кристаллы достигают 0,5–0,7 см. Арсенопирит образуется несколько позднее, чем пирит и обычно захватывает его во включения, пересекается тонкими прожилками сфалерита и халькопирита. Содержание Co в арсенопирите достигает 0,2–2,36 %. Ближе к поверхности количество арсенопирита уменьшается (от 5 до 0,5 %). При содержании As в арсенопирите 29–32,37 ат. % (табл. 1), его начальная $T_{обр.}$, рассчитанная для более крупных кристаллов из обр. С-41/148,5, была около 420°C (среднее значение), для зерен из С-29/90,3 – 365°C (среднее). К этой температуре близка $T_{обр.}$ пирита $=350^\circ\text{C}$, рассчитанная по «+» коэффициенту термоэдс для пиритов из С-29 и 93: значения от $T=385\text{--}335$ (в порошке), до 315°C (в аншлифе) [2]. Более поздние мелкие, удлиненные кристаллы кобальтина (5–10 мкм) выделяются на границе ранних минералов. Кобальтин содержит Co 27,39–31,92 %, Fe 3,67–4,15 %, иногда Cu (табл. 1). Пирротин встречается редко, тяготеет к нижним горизонтам залежи, выделяется раньше сфалерита и халькопирита.

Сфалерит (3–30 %) образует неправильные зерна, образуется до халькопирита и иногда содержит его эмульсию. Все сфалериты уч. Северо-Вожминского умеренножелезистые, содержат Fe от 1,25–4,26, реже до 8,65 % (табл. 1). Такая железистость ниже, чем в железистых сфалеритах простых серно-колчеданных руд Карелии [6]. Сфалерит также содержит примеси Cu, Cd (до 0,15–0,22 %), Ag (0,01–0,21 %). Содержание Cu может достигать 8,51 %, что, вероятно, связано с микровключениями халькопирита, выпадающего в виде эмульсии. В С-70/240,6 в пирит-сфалеритовых рудах был встречен касситерит.

Халькопирит образует в основном аллотриоморфные зерна, секущие пирит, арсенопирит. Иногда в нем встречаются примеси Zn до 0,05 %, реже As и Ag. С халькопиритом в каймах образуются борнит в верхних горизонтах залежи и дигенит ($T_{уст.}<83^\circ\text{C}$) в зоне окисления. Теннантит – достаточно редкий минерал руд, он также замещается дигенитом (табл. 1).

Галенит и минералы системы (Bi-Ag-Pb-Cu)-(Se-S). Галенит образует мелкие кубические и неправильные зерна, выделяется после сфалерита и халькопирита. В своем составе он иногда содержит Se до 2–6,41 %.

Достаточно широко в рудах распространены мелкие зерна (от 10–20 до 1 мкм) игольчатых кристаллов селенидов Bi (лайтакарит Bi_4Se_3), Pb (клаусталит) и Pb-Bi (вейбуллит $\text{Pb}_6\text{Bi}_8(\text{Se,S})_{18}$), Ag, Ag-Bi (науманнит $T_{уст.}<128^\circ\text{C}$, богдановичит AgBiSe_2) и Se-галенит. В образце С-250/101 обнаружен матильдит AgBiS_2 ($T_{уст.}<195^\circ\text{C}$) в форме пластинчатых кристаллов размером ~ 50 мкм. При замещении анионов Se, S на Sb возникают изоморфные соединения, расширяющие состав минерала в сторону ряда кобеллита и очень редко встречаются единичные зерна антимонита, самородного серебра и акантита (табл. 1–2). Удлиненные кристаллы богдановичита $\text{AgBi}(\text{Se,S})_2$ обычно замещаются виттихенитом Cu_3BiSe_3 и затем дигенитом $\text{Cu}_{1,8}\text{S}$, при

этом выделяется тонкое самородное серебро. Богдановичит иногда находится в тонком сростании с науманнитом. Зерна вейбуллита обрастают и замещаются клаусталитом, часто с образованием промежуточных фаз.

В карбонатном прожилке образца С-41/191,8 обнаружены зерна (размером 6х8 мкм) редкого Ag-тетраауракуприда (Au,Ag)Cu: Au 68,27–68,87 %, Cu 22,9–24,5 %, Ag 7,22–8,26 %. Повышенное содержание Ag (8,26 %) в этом природном сплаве, вероятно, снижает температуру его образования (известная температура устойчивости которого 230°C).

Из аксессуарных минералов в рудах достаточно широко распространены монацит, ксенотим и карбонаты РЗЭ. Они выделяются в сростании с халькопиритом и позднее.

Таблица 1

Сульфиды и сульфоарсениды Северо-Вожминского проявления

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
S	56,83	38,67	37,99	35,99	35,65	23,5	23,00	23,64	23,13	23,09	15,58	14,22	12,35	33,68	28,61
Fe	43,17	29,15	8,65	4,26	1,52	33,21	32,68	34,9	30,12	3,67				7,60	
Co									2,36	29,36					
Cu		32,18								0,67				34,58	
As						43,29	44,31	41,46	44,39	43,21				17,44	
Zn			53,36	59,75	62,83									5,41	
Pb											84,42	85,78	81,24		
Se													6,41		
Sb														1,31	71,39
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
As ат. %						30,32	31,23	28,89	31,97						
FeSm. %			14,4	7,2	2,6										
Т обр.						370	400	300	430						

Примечание. Данные по обр. С-29/90,3; С-41/148,5; С-41/141,2. 1 – пирит; 2 – халькопирит; 3–5 – сфалериты с разной железистостью; 6–9 – арсенопирит; 10 – кобальтин. Более редкие минералы: 11–12 – галенит; 13 – Se-галенит; 14 – теннантит (С-41/141,2); 15 – антимонит (С-29/90,3). Состав минералов изучался на микроанализаторе INCA Energy 350, совмещенного с электронным микроскопом VEGA LSH в ИГ КарНЦ РАН. Аналитик А.Н. Терновой. Сумма здесь и далее приведена к 100 %.

Таблица 2

Селениды и соединения системы Pb-Cu-Ag-Bi-Se-S Северо-Вожминского проявления

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
S	8,61	4,29		3,34			1,74	3,06	1,47	4,11	9,21		3,81	21,59	20,42	14,86
Fe									1,9				0,9		2,34	
Cu									2,46				1,47	31,26	29,66	
Pb	79,13	75,81	70,85							22,83	67,06					35,09
Se	12,26	10,89	26,10	16,24	19,56	19,8	18,71	14,08	18,62	15,97	11,3	28,44	25,68	2,16	1,8	4,65
Sb																4,31
Bi				80,42	80,44	80,2	79,95	81,47	75,55	57,09	9,58	42,85	44,84	41,16	44,88	35,98
Ag			3,05					1,39				28,72	23,3	3,83	0,91	5,1
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание. 1–2 – С-29/90,3; 3–15 – С-41/148,5; 16 – С-41/191,8; 1–2 – клаусталит PbSe; 3 – Ag-клаусталит; 4–9 – лайтакерит Bi₄Se₃; 10 – вейбуллит (центр зерна); 11 – (Pb,Bi)(Se,S) фаза (кайма вокруг вейбуллита); 12–13 – богдановичит AgBiSe₂ (центр зерна); 14–15 – виттехенит Cu₃BiSe₃ (кайма вокруг богдановичита); 16 – соединение (Ag,Pb,Bi)-(S-Se-Sb), промежуточная фаза.

Другие проявления этого же формационного типа характеризуются даже более высокими концентрациями золота. Так, например, халькопирит-сфалерит-пиритовые руды проявления Камешки (С-380, 386, данные А.В. Федюка, КГЭ) содержат Au до 2 г/т.

На проявлении Верхне-Вожминском (табл. 3) золото было обнаружено в халькопирит-пиритовых вкрапленно-прожилковых рудах, секущих вулканогенно-осадочную толщу и метабаазальты в (С-182, гл. 166,5 м). Содержание сульфидов в этих рудах составляет 10–70 % (халькопирит – 50–70 %, пирит – 30–50 %, остальные 0,1–3 %). Концентрация Cu – 3,2 % (ср.), Au – до 0,2–20 г/т. Руды включают пирит (иногда с примесью As до 0,52 %), халькопирит, маложелезистый сфалерит (Fe 2,33 %), реже пирротин. Встречаются мелкие зерна (размером 1–10 мкм) Se-галенита, науманнита (Ag₂Se), клаусталита (PbSe), тетраэдрита, самородного серебра, акантита (табл. 3). В систе-

ме Pb-Ag-S-Se содержание Se в галените достигает 3,6–4,8 %, в клаусталите присутствует Ag в количестве 2,47–3,59 %.

Таким образом, очевидно, что простые колчеданные руды 1-ого типа низкозолотоносные. В Каменноозерской структуре они слабо метаморфизованы, содержат низкие концентрации примесей полиметаллов и фоновые золота. Вне зон деформаций руды не содержат значимых концентраций золота (менее 0,01–1 г/т). Тем не менее, зоны перекристаллизации или метасоматических преобразований этих руд не должны исключаться из опробования.

Таблица 3

Минералы медно-колчеданных руд проявления Верхне-Вожминского

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
S	56,16	37,11	35,67	26,66	27,41	13,74	15,55					6,16
Fe	43,32	29,59	2,33	3,56	5,72	2,74						
Cu		33,30		35,63	35,54							
Se						4,42	4,79	16,99	13,99	25,48	24,26	
Ag								3,59	2,47	75,42	75,54	93,84
Pb						79,07	79,66	79,43	83,53			
Bi												
Zn			62,00	3,97	4,88							
Sb				30,18	26,45							
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание. Обр. С-182/206, 1. 1 – пирит (до 0,52 % As). 2 – халькопирит. 3 – сфалерит. 4–5 – тетраэдрит. 6–7 – Se-галенит. 8–9 – клаусталит. 10–11 – науманнит (Ag₂Se). 12 – серебро с примесью акантита.

Колчеданно-полиметаллические руды 2-ого типа содержат золото и, соответственно, относятся к золотосодержащим (уч. Северо-Вожминский – ср. Au 0,9 г/т, максимальные до 2,8 г/т, Верхне-Вожминский – до 20 г/т). Относительно генезиса последних высказывалось несколько точек зрения, предполагалось, что руды связаны с андезитовым вулканизмом, либо с поздними архейскими гранитами [1–3]. Однако, образование СВ зон дробления, секущих смятую вмещающую толщу (AR₂), а также более поздние тела и СВ дайки габброидов (как на участке Восточно-Вожминском), широкое развитие секущих сульфидно-кварцевых прожилков, зон брекчий и турмалинизации, позволяет все-таки предполагать позднее послескладчатое образование колчеданно-полиметаллических руд (вероятно, после формирования поздних гранитов). Это подтверждается также отсутствием метаморфизма руд и данными по термоэдс пиритов: «+» значениями, в отличие от отрицательных значений, характерных для метаморфизованных колчеданных руд Каменноозерской структуры [2].

Pyrite-family ores are generally understood as potential sources of gold (basic formations). In Kamennoozerskaja structure (E. Karelia) pyrite-base metal bodies contain up to 2.8–20 g/t Au. The ores North Vozhma are represented by pyrite, arsenopyrite, cobaltite, chalcopyrite, bornite, sphalerite, galena and more scarce compounds of the Pb-Cu-Ag-Bi-Se-S system. Acanthite, native silver, gold and tetraauricupride are encountered in them. Ores from North Vozhma occurrence were formed at ~390–120÷80°C.

Литература

1. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита Монография, Л. «Наука». 1983. 303 с.
2. Кулешевич Л.В., Белашев Б.З. Пирит как индикатор условий рудообразования в рудопоявлениях Восточной Карелии // Обогащение руд, № 2, 2003, С. 22–26.
3. Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Федюк З.Н. Золотоносность колчеданных руд Каменноозерской структуры (Восточная Карелия) // Записки РМО. № 6. 2006. С. 39–48.
4. Кулешевич Л.В., Ларькина Н.Ю. Золотоносность колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд Каменноозерской структуры (В. Карелия) // Материалы конф. «Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов». Апатиты. 2010. С. 84–88.

5. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Карелия. 2005. 280 с.
6. Рыбаков С.И. Серноколчеданные месторождения Карелии. Л. «Наука». 1978. 192 с.
7. Сазонов В.Н. Месторождения золота Урала. Екатеринбург. 2001. 621 с.

FENNOSCANDIAN GOLD TRANSECT – FENGOT 2009–2013

Lahtinen R. and the FENGOT working group

Geological Survey of Finland, Espoo, Finland, Raimo.lahtinen@gtk.fi

The idea for a cooperative project, focusing on Au, between Russia, Finland, Sweden and Norway along a NW-SE transect was proposed by Nikolay Philippov, State Company Mineral, in autumn 2008. The Memorandum of Understanding between parties was signed in February 2009 and the Fennoscandian Gold Transect (FENGOT) initiated. The original partners were State Company Mineral, Russian Academy of Science, Precambrian Institute in St. Petersburg, and Russian Academy of Science, Karelian Research Centre, Institute of Geology from Russia, and Geological Survey of Norway (NGU), Geological Survey of Sweden (SGU) and Geological Survey of Finland (GTK). Later also Russian Academy of Science, Kola Research Centre, Institute of Geology has taken part in the project. GTK was selected as the coordinator organization and Raimo Lahtinen as the coordinator. The project work was targeted to gold potential evaluation along transect from Vygozero (Russia) via Kittilä (Finland) to Karasjok (Norway), and also from Kittilä via Kolari (Finland) and Kiruna (Sweden) meeting Norwegian coast at Lofoten SW and Porsanger NE (Norway).

Altogether seven workshops have been organized in four countries during 2009–2012. These meetings included four field trips; Kittilä mine in Finland, Aitik mine in Sweden, Au deposits in Russian Karelia, and Bidjovagge mine and Nussir deposit in Norway. Altogether 35 persons have been participating in the work. There have been changes within the group and now there are about 15 active participants. We have focused on regional and detailed studies on gold deposits and favorable areas to delineate following aspects: deposit type, age, host rock relations, structural control, tectonic setting and potential. The main outputs will be transect GIS layers and a publication dealing with structural and metamorphic features, age data, Au deposits and their classification, and correlation and comparison of Au potential along the FENGOT transect. One important task has been harmonizing concepts for better understanding work done in different countries. Also the issue of learning from each other has been a major advantage as mineralizing processes and favorable structures do not follow national boundaries. Our ultimate goal is to create better understanding of gold resource potential in northern Europe for the benefit of the exploration industry and society in general.

PRECAMBRIAN TECTONIC EVOLUTION AND METALLOGENY OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD

Lahtinen R.

Geological Survey of Finland, Espoo, Finland, Raimo.lahtinen@gtk.fi

The Fennoscandian Shield is the largest exposed area of Precambrian rocks in Europe and shares a similar geology and metallogeny with the ancient shields in Canada, Australia, Brazil and South Africa. The Archean, occurring in the east and north within the shield, includes few domains of Paleoarchean lithologies but is characterized by Mesoarchean and especially Neoarchean lithologies. The Neoarchean ophiolite-like rocks and 2.7 Ga eclogites are possible examples of Phanerozoic-style subduction and collision following the accretionary growth of the Archean crust. Mineable Archean banded iron formations and small orogenic gold occurrences have been identified but komatiite-hosted nickel-copper sulphide deposits are rare, and significant volcanogenic massive sulphide deposits are missing.

Rifting of the Archean continent or continents began in north-eastern Fennoscandia at 2.50–2.44 Ga and was followed by several episodes of rifting leading finally breakups of the continents at 2.1–2.0 Ga. The rifting stages included sedimentation, and the intrusion and extrusion of large volumes of mafic-ultramafic magmas. The magmatism-related deposits vary from sulphide-poor Cr, V-Ti-Fe and PGE

producing systems to more sulphide-rich Ni-Cu-PGE systems. Major metal mineralization peaks are at 2.44 Ga, 2.05 Ga and 2.0 Ga, where the last event includes the famous Pechenga Ni-Cu deposits (1.98 Ga). The age of the very large, amagmatic rift-related, black shale-hosted Talvivaara Ni-Zn-Co-Cu deposit is uncertain at 2.1–1.95 Ga. Few sedimentary exhalative or red bed-type Cu and VMS-type deposits have been found. The Outokumpu-type deposits have a VMS-type (Co-Cu-Zn) proto-ore formed at 1.95 Ga on an Archean subcontinental lithospheric mantle with a thin veneer of oceanic crust.

The main Paleoproterozoic orogenic evolution of Fennoscandia can be divided into the Lapland–Kola orogen (1.94–1.86) and the composite Svecofennian orogen (1.92–1.79 Ga). Whereas the, continent-continent type, Lapland–Kola orogen shows only limited amount of ore deposits, the composite Svecofennian orogen hosts a significant amount of different ore types. The Pyhäsalmi, Skellefte and Bergslagen VMS districts are among the most important Palaeoproterozoic VMS-districts in the world. The Fe-apatite ores (Kiruna), porphyry copper (Aitik) and IOCG deposits characterize the northern part of the shield. Paleoproterozoic orogenic gold deposits formed syn- to post-peak metamorphism and their timing reflects the complex orogenic evolution of the composite Svecofennian orogen. Orogenic Ni-Cu deposits are related to mafic–ultramafic rocks intruded during transpressional collisional phases along linear belts at the margins of microcontinents. Late- to post-collisional stages include intrusion of Ti-P rich mafic magmas, pegmatites and carbonatites with minor rare-metal mineralisation.

ЗОЛОТАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РАЗРЕЗЕ КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ И НА ПОВЕРХНОСТИ В ПЕЧЕНГСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

Лобанов К.В., Казанский В.И., Чичеров М.В.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ) РАН, Москва, lobanov@igem.ru

GOLD MINERALIZATION IN THE KOLA SUPERDEEP BOREHOLE SEQUENCE AND AT THE SURFACE IN THE PECHENGA ORE PROVINCE

Lobanov K.V., Kazansky V.I. & Chicherov M.V.

IGEM RAS, Moscow, lobanov@igem.ru

Бурение и исследования Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 внесли фундаментальный вклад в изучение процессов образования и условий локализации рудной минерализации в древней континентальной земной коре. Они доказали высокую насыщенность земной коры рудной минерализацией вплоть до максимальных достигнутых глубин (12262 м), позволили определить параметры рудообразования в глубинных зонах Балтийского щита на разных этапах его геологической истории и расширили перспективы на глубину крупнейшего в Европе Печенгского рудного поля [1, 2].

В пределах этих границ в Печенгском рудном районе находятся архейские месторождения железистых кварцитов Судвангера, протерозойские проявления платинометальной и медно-никелевой минерализации (Гора Генеральская), медно-никелевые месторождения Печенгского и Аллареченского рудных полей, разнотипные месторождения и рудопроявления радиоактивных руд (Лицевское месторождение и др.), гидротермальные свинцово-цинковые жилы предположительно рифейского возраста и, наконец, проявления золото-серебряного оруденения в скважине СГ-3. и на поверхности в Южно-Печенгской структурной зоне (Пороярви, Капля, Брагинское и др.) [4].

Изучение СГ-3 показало присутствие рудной минерализации в древней континентальной земной коре на всем интервале в 12 км (рис. 2) [1, 2, 5]. В зависимости от сочетаний рудных элементов, форм их нахождения и минеральных парагенезисов в разрезе выделены шесть основных типов рудной минерализации: 1) сульфидная медно-никелевая и платинометальная, 2) сульфидная железная, 3) оксидная железная, 4) оксидная железо-титановая, 5) сульфидная медно-цинковая и 6) самородная золотая. Первые четыре типа сопоставимы с оруденением в протерозойской Печенгской структуре и ее архейском обрамлении по минеральному составу, характеру вмещающих пород и генезису. Новым явилось открытие на глубине скрытых зале-

жей промышленных медно-никелевых руд, зон трещиноватости и высокой проницаемости пород, золото-серебряное и низкотемпературное (200–250° С) гидротермальное полиметаллическое оруденение, которые ранее считались образующимися в приповерхностной обстановке.

Неожиданным результатом изучения СГ-3 стало открытие повышенных содержаний золота в интервале 9500–11000 м, которое было обнаружено с помощью нейтронно-активационного анализа и затем подтверждено результатами минераграфических исследований [2, 6]. На расстоянии 410 м содержания золота превышают 0,1 г/т, а местами достигают 1–6,7 г/т. В шлифах из керна обнаружены мельчайшие выделения самородного золота и представленного мелкими (до 10 мкм) чешуйками и зернами неправильной формы в биотите, роговой обманке, плагиоклазе. Золото не образует сростаний с другими рудными минералами и содержит до 26 % серебра, то есть по составу приближается к электруму.

Верхняя граница золотоносного интервала совпадает с крупным разломом, рассекающим породы кольской серии на глубине 9500–9700 м. Он фиксируется по резкому переходу от пологозалегающих биотит-амфиболитовых гнейсов и гнейсов с высокоглиноземистыми минералами к крутопадающим железистым кварцитам, горнблендитам, тальк-тремолит-флогопитовым сланцам и дайкообразному телу порфировидных гранитов лицо-арагубского комплекса (1,76 млрд лет).

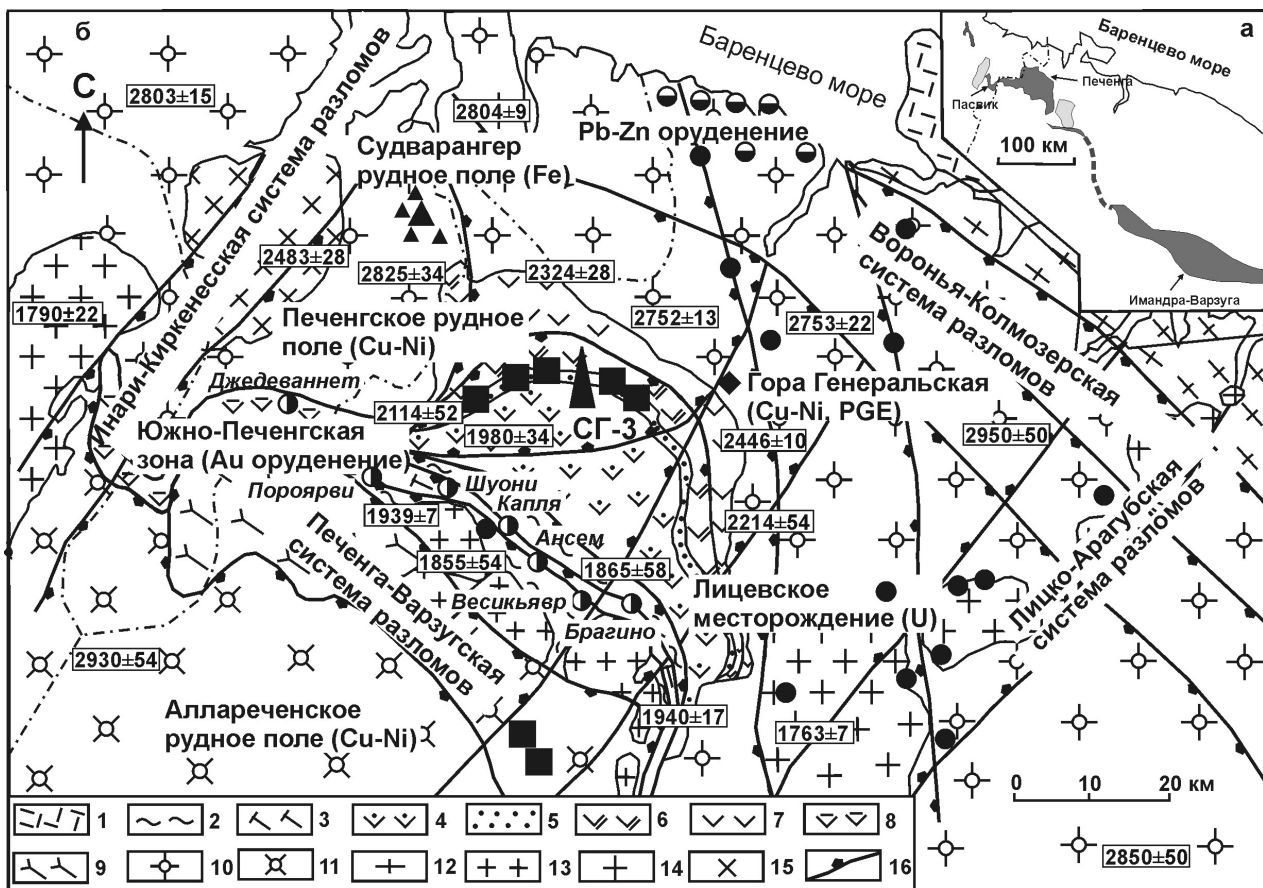


Рис. 1. Схема регионального размещения (а), геологического строения и рудных месторождений (б) Печенгского рудного района [4].

1 – позднетерозойские осадочные отложения; 2–7 – ранний протерозой: 2,3 – южнопеченгская серия: 2 – метавулканогенные и метаосадочные породы, 3 – метаандезиты; 4–7 – северопеченгская серия: 4 – метабазалты и метапикриты свиты пильгуйarvi, 5 – метаосадочная Продуктивная толща с никеленосными интрузиями, 6 – метабазалты и метаосадочные породы свиты колосойки, 7 – метаандезиты и метаосадочные породы свит куэтьarvi, ахмалахти; 8 – северопеченгская и южнопеченгская серии нерасчлененные; 9 – кристаллические сланцы тундровой серии; 10–12 – архей: 10 – гнейсы, мигматиты, граниты и амфиболиты Кольско-Норвежского блока, 11 – гнейсы и кристаллические сланцы блока Инари, 12 – гранитизированные гнейсы Мурманского блока; 13–15 – раннепротерозойские гранитоиды: 13 – поздние интрузивные (лицко-арагубский комплекс); 14 – реоморфические; 15 – ранние интрузивные; 16 – зоны разломов.

Интегральная глубинная геодинамическая модель Печенгского рудного района предусматривала связь золото-серебряной минерализации с андезитовым вулканизмом Южного крыла Печенгской структуры [3, 4]. На поверхности содержания золота (до 0,1 г/т) ранее были обнаружены в пиритоносных кварцевых гравелитах куэцярвинской свиты [5, 7, 8], и в биотит-гранат-кварц-полевошпатовых породах (до 0,6 г/т) на сочленении Мурманского блока с Норвежско-Кольским блоком.

В Печенгском рудном районе на поверхности перспективной на золото является Южно-Печенгская структурная зона, объединяющая 9 рудопроявлений, из них самыми крупными являются Джеваннет (Норвегия), Пороярви, Шуони, Капля, Ансем, Весикъявр, Валунное, Брагинское и др. [7–9]. Наиболее высокие содержания золота (до 3,5 г/т), сопровождающиеся повышенными концентрациями As, Sb, Bi, установлены в хлорит-карбонатных, биотит-хлорит-карбонатных, углеродисто-карбонатных, углеродисто-хлоритовых и серицит-хлоритовых сланцах (см. рис. 1. б). Эта структура испытала преобразования в свекофеннский период тектоно-магматической активизации (1,75 млрд лет) и воздействие различных процессов: катаклаза, милонитизации, метасоматоза, диафтореза и др., что определило развитие по всем типам вулканогенно-осадочных пород различных по составу метасоматитов.

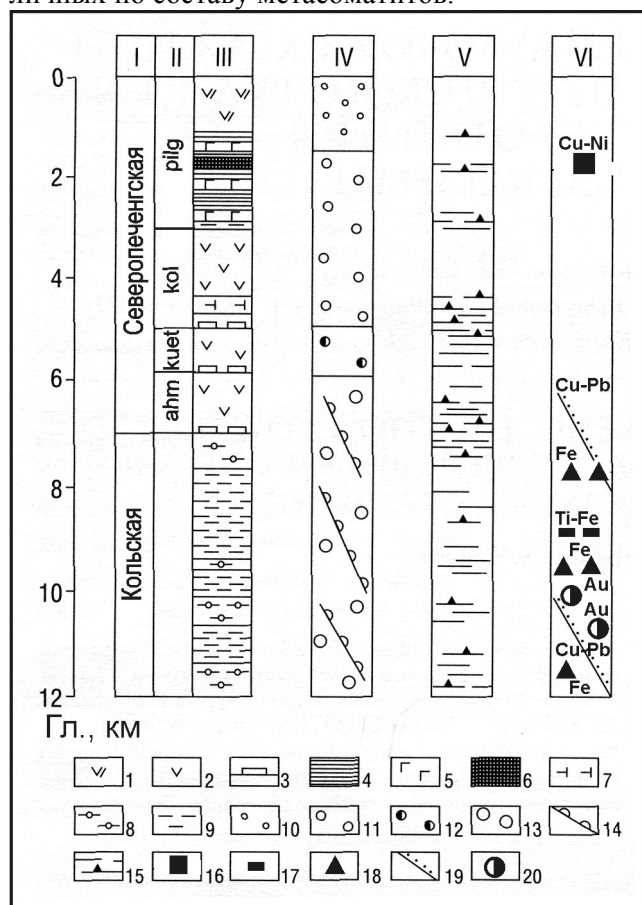


Рис. 2. Положение рудной минерализации в разрезе Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 [5].

I – серии пород; II – свиты раннепротерозой северопеченгской серии (pilg – пильгуярви, kol – колосйоки, kuet – куэцярви, ahm – ахмалахти); III – геологический разрез, IV – метаморфические фации, V – зоны пластических деформаций, VI – рудная минерализация;

1 – metabазальты с прослоями пикритов, 2 – metabазальты, 3 – метапесчаники, 4 – метаосадочные породы продуктивной толщи, 5 – габбро, 6 – перидотиты, 7 – метаандезиты, 8 – высокоглиноземистые гнейсы, 9 – биотит-амфиболовые гнейсы, 10–14 – метаморфические фации: 10 – пренит-пумпеллиитовая, 11 – зеленосланцевая, 12 – эпидот-амфиболитовая, 13 – амфиболитовая, 14 – регрессивная зеленосланцевая, 15 – зоны рассланцевания; 16–20 рудная минерализация: 16 – медно-никелевая, 17 – железо-титановая, 18 – железистые кварциты, 19 – полиметаллическая гидротермальная, 20 – золото-серебряная.

Содержание золота на участках этой зоны сильно варьирует и определяется составом вмещающих пород, характером их изменения, направлением разрывных нарушений, особенностями деформаций, и связью с малыми интрузиями гранитоидного и основного состава. Выделены шесть основных типов рудных проявлений с максимальными содержаниями золота [8]: 1) андезитоидный, связанный с порыташским комплексом интрузий андезитоидного состава (Au – 0,4 г/т); 2) колчеданный, связанный с горизонтами массивных колчеданных руд (0,1 – 2 г/т); 3) туфогенно-черносланцевый, приуроченный к субмеридиональным разломам и связанный с тектонизированными и метасоматически измененными сланцами (0,4–0,6 г/т); 4) хлорит-карбонатный, развитый главным образом по метасоматически измененным телам перидотитов, серпентенитов и пикритов (0,1–2 г/т); 5) жильный карбонат-кварцевый, (0,1–3 г/т); 6) метасоматически-кварцитовый, связанный с углеродсодержащими туфогенно-осадочными породами (0,3–8,1 г/т).

Наибольшее значение имеют золоторудные проявления связанные с линзовидными горизонтами метасоматических кварцитов и зонами окварцевания [8, 9]. В зависимости от состава и количества минеральной примеси в кварцитах выделяются мономинеральные силлиманит-, амфибол-, альбит-, турмалин-, хлоритсодержащие и слюдистые (биотит-серицитовые) разности. Внешние зоны линз обычно представлены хлорит-амфибол-карбонатными, биотит-амфибол-кварцевыми и карбонат-хлоритовыми метасоматитами, отражающими в целом состав минеральной примеси, отмечаемой в кварцитах. Золото в кварцитах представлено в виде тонкодисперсных (микронных размеров) выделений, распределено неравномерно среди микрозерен кварца, а также в сульфидах.

Во всех рудопоявлениях Южно-Печенгской структуры золото образует самостоятельные выделения, образующие сростания в основном с пирротинном, железистым карбонатом и реже с никельсодержащим пиритом, мышьяковистым пиритом, арсенопиритом, магнетитом, самородным висмутом и галенином. Изучение состава золотин и ассоциирующих с ними минералов показало, что они представлены высокопробным золотом, содержащим сравнительно небольшое количество серебра. По составу золотин отвечают электруму, но минимальное содержание золота в них не ниже 70 % [8]. Выделяются два типа золотого оруденения: 1) формирование тонкодисперсной и равномерно рассеянной золотой минерализации, которая приурочена к линзовидным горизонтам кварцитов; 2) минерализация метасоматически-гидротермального этапа, в которой присутствует более крупное золото в виде включений в сульфидах и рудные минералы, содержащие теллур, висмут, мышьяк и свинец.

Следовательно, формирование золотой минерализации в архейских гнейсах и амфиболитах кольской серии на глубоких горизонтах разреза Кольской сверхглубокой скважины и в метасоматических кварцитах по протерозойским метавулканитам южнопеченгской серии Южно-Печенгской структуры на поверхности связано с зонами регрессивного дислокационного метаморфизма свекофеннской тектономагматической активизации Балтийского щита [10].

Several ore types can be distinguished within the the Pechenga ore district, besides the Pechenga and Allarechka ore fields, incorporates the Archaean banded iron ores of Sydvaranger, the Early Proterozoic PGE and Ni occurrences of the Gora Generalskaya, the Late Archaean-Early Proterozoic radioactive mineralization of different types, the hydrothermal Pb-Zn veins of probable Riphean age, and enigmatic Au-Ag mineralization discovered at deep levels of the SG-3 borehole and on the surface in the South Pechenga structural zone (Poroyarvi, Bragino and others)

The investigation of the SG-3 borehole revealed the presence of ore mineralization in the ancient continental crust to a depth of 12 km. Based on the association of ore elements, their occurrence modes, and mineral assemblages, six main types of ore mineralization were distinguished, namely, (1) Cu-Ni and PGE, (2) sulfide Fe, (3) oxide Fe, (4) oxide Fe-Ti, (5) sulfide Cu-Zn, and (6) native Au. The first four types were correlated in mineral composition, host rocks, and origin with the ore mineralization situated in the Proterozoic Pechenga structure and its Archaean framing. The position of the last two types remained unclear.

The discovery of gold mineralization at the depth of 9.5–11 km has become an important result of the SG-3. Within this interval, gneisses and amphibolites of Archean age are crossed by fracture and retrograde zones. Small particles of native gold are disseminated in biotite, hornblende and plagioclase. In this zone were observed the dyke-like body porphyritic granite Litsk-Aragubsk complex (1.76 Ga). They were determined by the neutron-activated method and subsequently confirmed by mineralogical investigations. At a distance of 410 m, Au contents exceed 0.1 g/t and reach 1–6.7 g/t in individual core samples. Small particles of native gold containing up to 26 wt % Ag were found in polished sections. Although the interval of increased Au content coincides with a zone of fracturing and retrogressive metamorphism, no direct link between native gold and low-temperature alterations was established.

In the Pechenga ore district on the surface of the gold is a promising South Pechenga structural zone, consolidating 9 occurrences, of which the largest are Gjeddevannet (Norway), Poroyarvi, Schuoni, Kaplya, Ansem, Vesikyavr, Valunnoe, Bragino and others. The highest content of gold (up to 3.5 g / t), accompanied by increased concentrations of As, Sb, Bi, set in chlorite-carbonate, biotite-chlorite-carbonate, carbon-carbonate, carbon-chlorite and sericite-chlorite schist. This structure has experienced changes in svecofennian period of tectonic and magmatic activity and the impact of various processes cataclasis, mylonitization, metasomatism,

retrograde metamorphism, etc., which has identified the development of all types of volcano-sedimentary rocks of different composition metasomatic.

Consequently, the formation of gold mineralization in the Archean gneisses and amphibolites of the Kola series at deeper levels of the Kola superdeep borehole in the metasomatic quartzites by Proterozoic metavolcanites South Pechenga structure on the surface is associated with zones of regression dislocation metamorphism svekofennian tectonic and magmatic activity of the Baltic shield.

Литература

1. *Кольская сверхглубокая*. Исследование глубинной структуры континентальной коры бурением Кольской сверхглубокой скважины. Е.А.Козловский (ред.). М.:Недра, 1984, 490 с.
2. *Кольская сверхглубокая*. Научные результаты и опыт исследований. Редакторы Орлов В.П., Лаверов Н.П. М.: МФ Технонефтегаз, 1998, 260 с.
3. *Казанский В.И., Лобанов К.В.* О границах и металлогении Печенгского рудного района (Балтийский щит) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1, С. 103–109.
4. *Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В., Жариков А.В.* Интегральная геодинамическая модель Печенгского рудного района на основе корреляции геологических, петрологических и петрофизических данных по Кольской сверхглубокой скважине и опорному профилю на поверхности // Современные проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. ИГЕМ РАН, Москва, 2010, С. 258–300.
5. *Яковлев Ю.Н., Казанский В.И.* Корреляция рудной минерализации в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и на поверхности // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40, № 4, С. 379–392.
6. *Козловский Е.А., Губерман Д.М., Казанский В.И. и др.* Рудоносность глубинных зон древней континентальной земной коры (по материалам Кольской сверхглубокой скважины) // Советская геология. 1988. № 9. С. 3–11.
7. *Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В. и др.* Золотоносность пород южного крыла Печенгской структуры // Вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. ИГЕМ РАН, Москва, 2002. С. 194–197.
8. *Ахмедов А.М., Вороняева Л.В., Павлов В.А. и др.* Золотоносность Южно-Печенгской структурной зоны (Кольский полуостров) типы проявлений и перспективы выявления промышленных содержаний золота // Региональная геология и металлогения № 20 2004, С 143–165.
9. *Иващенко В.И., Голубев А.И.* Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск Кар. НЦ РАН, 2011, 369 с.
10. *Lobanov K.V.* Mantle-crustal ore-forming systems of the Pechenga ore district Fennoscandian shield // Proceedings of 7 European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 2012, V. II, pp. 547–548.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СУМОЗЕРСКО-КЕНОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

Мальков И.А.

ГГУП «СФ Минерал», Санкт-Петербург

EPIGENETIC ROCKS AND GOLD POTENTIAL OF THE NORTHWESTERN SUMOZERO-KENOZERO GREENSTONE BELT

Malkov I.A.

GGUP SF Mineral, St.Petersburg

Изучение эпигенетических образований в полном объёме проявления позволяет не только увязать их с определёнными этапами развития территории, но и выделить (откартировать) зоны рудосопровождающих изменений [3].

На площади изучались шлифы отобранные предшественниками по керну скважин буровых профилей (Пекуров А.В.-1965, Химка М.Н.-1978, Фурман В.Н.-1983) и при проведении маршрутных работ ГДП-200, Р-36–VI (Сумозерско-Пулозерская площадь) в 2012 году (всего 1000 шт.). При просмотре шлифов фиксировался первичный состав породы, все эпигенетические минералы, их взаимоотношения между собой и интенсивность проявления. Затем отрисовывались геолого-петрографические разрезы и схемы.

Территория листа Р-36–VI располагается в восточной части Карельской гранит-зеленокаменной области и частично охватывает фрагменты Беломорского блока. На изучаемой площади с юга на север выделяются: северо-западное замыкание Южно-Выгозерская зеленокаменной пояса (ЗП), ряд отдельных зеленокаменных структур Сумозерско-Кенозерского ЗП – Коросозерская и Пулозерская. Здесь фиксируются базальты, коматииты, реже углеродсодержащие с сульфидами породы, а также стратиформные залежи колчеданов с аномальными содержаниями Cu, Zn Pb, Au и Ag [1]. В пределах и обрамлении толщ лопия отмечаются силлообразные тела габбро, риолитов и ультрабазитов. Структурная упорядоченность силлов относительно зеленокаменных структур (ЗС), степень раскristализации и отсутствие приконтактных зон закалки указывает на их субвулканический генезис.

В позднеархейское время сформировались массивы микроклиновых гранитов с обширными ареалами микроклинизации плагиогранитов фундамента между ЗС.

Осадочно-вулканические образования раннего протерозоя картируются в северной части территории, где слагают северо-западное окончание структуры Ветреного Пояса (ВП), и незначительно на юге, по периферии Южно-Выгозерской ЗП. Низы этой толщи сложены осадочными породами (от кварцевых песчаников до конгломератов), а верхи – коматиитами и базальтами с субвулканическими телами габбро и ультрабазитов.

В районе выделяются четыре метаморфо-метасоматических формации (ММФ), образование которых определяется конкретными тектоно-магматическими этапами развития территории. Две из них золотосодержащие.

1. Альбитофир-лиственитовая ММФ объединяет эпигенетические образования связанные с лопийским вулканизмом – альбитофиры, серпентиниты, хлоритолиты, березиты и листвениты. Серпентинизация ультрабазитов, как и альбитизация вулканитов, являются, вероятно, автометасоматическим (вулканогенным) процессом. В зонах прохождения кислых низкотемпературных растворов вулканического происхождения листвениты

развиваются по серпентинитам, березиты – по породам кислого состава (в том числе по альбитофирам), хлоритолиты – по базальтам.

Листвениты, березиты и хлоритолиты часто образуют единые зоны, что указывает на их близодновременное формирование. Относительное время их становления определяется наложением на все эти образования биотит-амфибол-эпидотовых изменений позднеархейского метаморфизма.

Золото сопровождающими метасоматитами являются сульфидсодержащие хлоритолиты с тальком (определяют как листвениты) и березиты. На площади выделяются три региональные (десятки км) позднеархейские зоны, вмещающие рудопоявления и пункты минерализации золота: Пулозерская и Коросозерская – в пределах одноимённых структур, а Рыбозерско-Тайгиницкая – по периферии Южно-Выгозерской ЗП.

Перспективы обнаружения промышленного позднеархейского золото-сульфидного оруденения незначительны. В этот период создаются зоны специализированные на медь и золото, как источник металлов при последующих преобразованиях.

2. Формирование субщелочных гранитов и ареальной микроклинизации плагиогранитов определило образование совокупности метаморфо-метасоматических образований, которые объединяются в рамках фельдшпатолит-пропилитовой ММФ. По периферии ареалов микроклинизации в раннеархейских плагиогранитах отмечается развитие эпидота, биотита и реже актинолита. Вероятно, что с этим этапом связано также крайне неоднородное преобразование пород лопия, вулканогенных рудоконцентраций и околорудных изменений (позднеархейский метаморфизм).

Неоднородность изменений пород лопия зависит от состава породы. Наиболее интенсивно преобразуются ранее слабо хлоритизированные базальты, в (кварц)-альбитовых прожилках при этом появляется игольчатый актинолит. В меньшей мере изменяются альбитофиры, здесь часто фиксируется биотит (вероятно, за счёт K_2O , освобождённого при альбитизации). Хлоритолиты, листвениты и серпентиниты замещаются частично, лишь в краевых участках. При этом по лиственитам и серпентинитам развивается тремолит, в ряде случаев появляется биотит. Внутренние участки лиственит-серпентинизированных массивов обычно не захвачены тремолитизацией (маломощные захвачены целиком), вероятно, в силу своей исключительной пластичности и соответственно непроницаемости (как и хлоритолиты).

При этом ранее сформированные сульфидные концентрации в разной степени перекристаллизировались, пирит замещался пирротином [4], по периферии кристаллизовался турмалин.

3. Со становлением раннепротерозойских осадочно-вулканических структур увязывается образование ряда эпигенетических ассоциаций, объединяемых в (альбитофир)-хлоритолитовую ММФ.

В северной краевой части структуры ВП вдоль Беломорского геоблока известна мощная (1–2 км.) крутопадающая зона рассланцевания. Породы в этой зоне нацело карбонат-хлоритизированы с последующим биотитом. Южнее водораздела (Голец-Шапочка) степень хлоритизации пород вновь увеличивается. Здесь в южной периферии ВП в зоне хлоритолитов (мощность до 30 м. и протяжённость более километра) фиксируется рудопроявление золота Шапочка (за восточной рамкой площади). Региональная хлоритизация захватывает и нежележащие кварцевые песчаники.

Южно-Выгозерская ЗП и её периферия осложнены тектоническими клиньями, сложенными ятулийскими кварцевыми песчаниками. Ширина таких клиньев первые сотни метров, протяжённость – километры. Песчаники заметно карбонатизированы (до 25 %) с хлоритом и содержат переменное (до 30%) количество серицит-мусковита.

В приконтактных с песчаниками плагиогранитах отмечаются порфиробластовый железистый карбонат (рудопроявление золота Дорожное), в виде ромбов, реже гломеробласты хлорита. Эти хлорит-карбонатные изменения развивались позже позднеархейской метаморфогенной эпидот-биотитовой ассоциации (биотит хлоритизирован) и, вероятно, определялись тектоно-вулканическими процессами протерозоя. Зона слабопроявленных изменений, вмещающая рудопроявление, имеет ширину около 200 м. и протяжённость первые км, околорудные – мощность первые м. и протяжённость первые сотни м.

4. Позднепротерозойские метаморфогенные изменения обычно унаследуют состав вмещающих пород. По базальтам развивались биотит-амфибол-эпидотовые, по осадочным породам – серицит-мусковитовые, по коматиитам – амфибол-прениновые, реже биотит-тремолит-эпидотовые эпигенетические ассоциации.

Метаморфогенные минералы формировались отчётливо позже вулканогенных минералов – хлорита и карбоната. При наличии этих минералов в кварцевых песчаниках отмечается не только серицит, но и эпидот, иногда биотит. Последнее может служить признаком наличия на исследуемом участке зон метаморфизованных гидротермально-вулканогенных изменений.

Наиболее перспективными на обнаружение золотого оруденения представляются краевые части раннепротерозойских структур и их обрамление, особенно на участках перекрытия архейских колчеданных зон и сульфидсодержащих березитов – типа Педролампи [2]. С этих позиций перспективны региональные зоны хлоритолитов и березитов на южных флангах структуры ВП и, в меньшей мере, восточном обрамлении Южно-Выгозерской ЗП.

In the studied area is considered the formation of the gold ore concentration and ore accompanying changes in the stages of development of the region.

Литература

1. *Иващенко.В. И., Голубев А.И.* Колчеданное оруденение – перспективная базовая золоторудная формация Карельского региона.// Геология и полезные ископаемые Карелии. вып.12. 2009.С. 5–11.
2. *Кулешевич Л. В., О.Б. Лавров.* Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади.// Геология и полезные ископаемые Карелии. вып.10. 2007.С. 140–158.
3. *Плющев Е. В., Шатов В. В. и др.* Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. Л., Недра, 1981. 327 с.
4. *Рыбаков С.И.* Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л., Наука, 1987. 269 с.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ РЯДА СТРУКТУР И ОБЪЕКТОВ, ПЕРСПЕКТИВНЫХ НА ОБНАРУЖЕНИЕ ЗОЛОТА В ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСАХ ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ

Нилов М.Ю.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, mnilov@rambler.ru

GEOPHYSICAL CRITERIA FOR IDENTIFYING STRUCTURES AND UNITS WITH GOLD POTENTIAL IN THE GREENSTONE BELTS OF WEST KARELIA

Nilov M.Yu.

IG KarRC RAS, Petrozavodsk, mnilov@rambler.ru

В западной Карелии (Северная Приграничная площадь) прослежено продолжение зеленокаменного пояса Хатту (Финляндия), выявлены диорит-тоналитовый и гранодиоритовый комплексы по своим петрохимическим характеристикам близкие комплексам Куйттила и Вилуваара и субмеридиональные шир-зоны, благоприятные для локализации золота. Основные перспективы обнаружения золота связаны с массивами типа Кадилампи и зонами расщеливания и окварцевания в них и в их ореолах (шир-зонах). Установлены золоторудные проявления и пункты минерализации – Кадилампи-1, 2, Куслокки, Горное, Солуха, Каппала и некоторые др (1).

Одним из объектов методического исследования является гранитный массив Кадилампи, расположенный на российской части зеленокаменного пояса Ялонваара-Иломантси-Тулос. В его пределах известно одноимённое Au-Cu-Mo-порфировое рудопроявление (2). С целью выделения геофизических критериев поиска подобных объектов проведены опытные работы с использованием методик магнитометрии, электропрофилирования ВП, а также электротомографии сопротивления и ВП. Гранитный массив выделен среди вмещающих сланцев по характеру распределения геомагнитного поля и сопротивления. Окварцованная штокверковая зона с оруденением слабоконтрастна по параметру ВП, но создает аномалии повышенного сопротивления при электропрофилировании. Детальные исследования с использованием методики электротомографии встречными трёхэлектродными установками позволили значительно уточнить морфологию штокверка и выделить наиболее перспективные области с малосульфидным оруденением. Интерпретация геофизических данных хорошо коррелирует с результатами бурения. Предложенный методический подход может быть использован на стадиях поиска рудовмещающих тел гранитов и выделения штокверковых зон с Au-содержащим Cu-Mo-порфировым оруденением.

Аналогичный комплекс методов может быть использован для прослеживания сдвигово-деформационных зон в разрезе зеленокаменных поясов, перспективных для обнаружения Au-минерализации.

In West Karelia (Severny Prigranichny locality), an extension of the Hattu greenstone belt (Finland) was traced and diorite-tonalite and granodiorite complexes, similar in petrochemical characteristics to the Kuittila and Viluvaara complexes, and near-N-S-trending shear-zones, favourable for gold concentration, were revealed. Gold is most likely to occur in Kadilampi-type massifs, in schistosity and silicification zones in them and in their haloes. Gold ore occurrences and mineralization points, such as Kadilampi, Kuslokki, Gornoye, Soluha, Kappala and some others, were located.

One of the goal of the methodological research is to study the Kadilampi granitic massif located in the Russian extension of the Yalonvaara-Ilomantsi-Tuulos greenstone belt. It is known to host an Au-Cu-Mo-porphyry ore occurrence which has the same name. To select geophysical criteria for prospecting of similar massifs, experiments were conducted using magnetometry, IP electrical profiling, resistance and IP electrotomography methods. The granitic massif was identified in host schist by the distribution patterns of the geomagnetic field and resistance. The silicified stockwork zone with mineralization is poorly contrasting in the IP parameter, but it creates elevated-resistance anomalies upon electrical profiling. Based on detailed study using electrical tomography by reverse three-electrode set-ups, stockwork morphology was determined much more accurately and the most promising prospects with low-sulphide mineralization

were delineated. The interpretation of the geophysical data obtained correlates well with drilling record. The approach proposed can be used for prospecting ore-bearing granite bodies and for identifying stockwork zones with Au-bearing Cu-Mo-porphyry mineralization.

To trace the shear-zones in the context of greenstone belts, looking for the detection of Au-mineralization a similar set of methods can be used.

Литература

1. Нилов М.Ю., Юдин С.Н., Кулешевич Л.В. Геологическое строение и геофизические исследования Северной Приграничной площади зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Тулос // Геология и полезные ископаемые Карелии. –Петрозаводск, вып. 9, 2006, С. 100–120.

2. *Geological development*, gold mineralization and exploration methods in the Late Archean Hattu Shist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Ed. by Pekka A. Nurmi and P. Sorjonen-Ward // Geological Survey of Finland. Sp. paper 17. – Espoo, 1993. 386 p.

GOLD DEPOSITS IN THE FENNOSCANDIAN GOLD TRANSECT

Niiranen T.¹, Gonzales J.³, Hallberg A.³, Ivashchenko V.⁴, Sandstad J.S.⁵

¹Geological Survey of Finland, Rovaniemi, tero.niiranen@gtk.fi

²Geological Survey of Sweden, Uppsala, julio.gonzales@sgu.se

³Geological Survey of Sweden, Uppsala, andreas.hallberg@sgu.se

⁴Karelian Research Centre, Petrozavodsk, ivashche@krc.karelia.ru

⁵Geological Survey of Norway, Trondheim, jan.sandstad@ngu.no

Fennoscandian gold transect (FENGOT) area reaches from northern Norway through Sweden and Finland to Lake Onega in Russian Karelia covering some of the most gold prospective areas in Fennoscandian shield. Total of 196 gold deposits and occurrences are known within the area. The known deposits fall into seven different genetic types where gold is the main economic metal (orogenic gold, paleoplacer, gold skarn) or potential by-product (iron oxide-Cu-Au, porphyry-Cu, auriferous massive sulfide). The orogenic gold, iron oxide-Cu-Au, and porphyry-Cu type deposits are the most numerous within the FENGOT area. These three types encompass 181 of the 196 deposits and occurrences within the FENGOT area.

Orogenic gold deposits are known throughout the FENGOT area. They are the most numerous in the Kittilä district and in the Kuusamo schist belt. The key examples of the orogenic gold deposits are Suurikuusikko, Saattopora and Pahtavaara deposits in Kittilä area, Bidjovagge in Kautokeino greenstone belt, Pahtohavare in Kiruna district, Mayskoe in Kuolajärvi district and Voitzkoe in Lechta district. The Paleoproterozoic orogenic gold deposits are dominantly hosted by the 2.44–2.0 Ga Karelian supracrustal rocks. Based on the metal association the known deposits can be divided into two sub-types: one with a metal association of Au ± Ag, As, B, Bi, Sb, Te, W which is characteristic for the orogenic gold deposits [1] and the other group with elevated grades in Cu, Co, Mo, Pb, Zn, Ba, and/or Mo. The latter group is classified as orogenic gold deposits with atypical metal association as suggested by [1]. The deposits display clear structural control being typically hosted by shear or thrust zones. The known deposits cluster in close proximity to major tectonic lineaments like the Sirkka thrust zone and Kiistala shear zone [2, 3]. The precipitation of gold is typically linked to sulfidation and associated silicification and/or carbonation [2]. In some cases, the proximal alteration assemblages are dominated by potassic phases. A very characteristic feature in FENGOT is that the mineralization stage is predated by intense albitization. The limited age data suggests that the orogenic gold deposits were formed in multiple episodes during the Svecofennian orogenic events between 1.91–1.79 Ga [2, 3].

The IOCG deposits comprise the second largest group of Au-bearing deposits within the FENGOT area. Gold in these deposits occurs as a potential byproduct for copper and/or iron. The known examples are located in Swedish and Finnish parts of the FENGOT area in Kiruna and Kolari districts. The key examples of the IOCG type are the Tjärrojäkka-Cu, Rakkurijärvi, Hannukainen, Cu-Rautuvaara, Kuervitikko and Vähäjoki deposits. The known deposits are hosted by varying host rocks including both Karelian and Svecofennian supracrustal rocks and 1.89–1.86 Ga Haparanda suite intrusions. All known IOCG deposits display structural control being typically linked to shear or thrust zones and, similarly to the orogenic gold deposits, display at least broad spatial correlation to major structural lineaments [2, 4, 5,

6]. Multi-stage and style alteration is a characteristic feature for the known deposits [4, 5, 6]. Early pervasive sodic alteration is a characteristic feature. This is overprinted by magnetite and/or hematite stage(s) associated with potassic or calcic alteration. Typically the Cu-Au mineralization stage overprints the oxide stage being a late phase in the system. The mineralization style varies from disseminated to breccia-hosted to vein type. The fluid inclusion data available suggest that the mineralizing fluids were highly saline H₂O-CO₂ fluids in all cases [4, 6]. The age data suggests least two episodes of mineralization: ca. 1.86 Ga (Rakkurijärvi) and 1.82–1.78 Ga (Tjärrojäkka, Kolari deposits) [4, 5, 6].

Porphyry Cu-Au ± Mo deposits comprise the third largest group of Au-bearing deposits in FENGOT area. The known examples are focused into Kiruna and Malmberget areas in Sweden. In addition, five occurrences in Päävaara-Lobash district have been proposed to belong to porphyry type. The most significant porphyry deposit is the giant Aitik Cu deposit in Malmberget area. Although the gold grade in Aitik is only 0.17 g/t, due to giant size it contains ca. 170 000 kg Au, being second only to the Suurikuusikko deposit in respect to contained Au within the FENGOT area. The Aitik deposit is hosted by metamorphosed Svecofennian supracrustal rocks and Haparanda suite diorite intrusion. The mineralization, the alteration zone related to it, and the host rocks are metamorphosed and deformed in later stages of the Svecofennian orogenic events during 1.87–1.79 Ga. The deposit is considered to have formed in volcanic arc setting being linked to the intrusion of the 1.87 Ga Haparanda suite intrusions [7]. The data on the other porphyry Cu occurrences in Kiruna and Malmberget areas suggest similar geological features to the Aitik deposit. The potential porphyry Cu occurrences in Päävaara-Lobash area are hosted by Archean granitoids and supracrustal rocks. The deposits in this area are linked to porphyritic granite and granodiorite stock underlying the Archean host rocks [8].

References

1. Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. & Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews* 13, 1–28.
2. Eilu, P., Sorjonen-Ward, P., Nurmi, P., Niiranen, T. 2003. A review of gold mineralization styles in Finland. In: A group of papers devoted to the metallogeny of gold in the Fennoscandian Shield. *Economic Geology* 98, 1329–1353.
3. Patison, N.L. 2007. Structural controls on gold mineralisation in the Central Lapland Greenstone Belt. *Geological Survey of Finland, Special Paper* 44, 107–124.
4. Niiranen, T., Poutiainen, M., and Mänttari, I. 2007. Geology, geochemistry, fluid inclusion characteristics, and U–Pb age studies on iron oxide–Cu–Au deposits in the Kolari region, northern Finland. *Ore Geology Reviews* 30, 75–105.
5. Smith, M. P., Coppard, J., Herrington, R. & Stein, H., 2007. The geology of the Rakkurijärvi Cu-(Au) prospect, Norrbotten: A new IOCG deposit in Northern Sweden. *Economic Geology* 102, pp 393–414.
6. Edfelt, Å. 2007. The Tjärrojäkka Apatite-Iron and Cu(-Au) deposits, Northern Sweden. – Products of One Ore Forming Event. Doctoral Thesis. Luleå University of Technology, Sweden, 2007:17, 24 p.
7. Wanhainen, C., 2005. On the origin and evolution of the Palaeoproterozoic Aitik Cu-Au-Ag deposit, northern Sweden: a porphyry copper-gold ore, modified by multistage metamorphic deformational, magmatic-hydrothermal, and IOCG-mineralizing events; Doctoral Thesis, Luleå University of Technology, Sweden, 2005:36, 150.
8. Korsakova, M., Karasotkin, S., Stromov, V., Iljina, M., Lauri, L., and Nilsson, N.P. 2012. Metallogenic areas in Russian part of the Fennoscandian shield. *Geological Survey of Finland, Special Paper* 53, 343–395.

АРХЕЙСКИЙ ВОЗРАСТ ГАББРО И ГРАНАТ-БИОТИТ-АМФИБОЛ-КВАРЦЕВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ AU-PGE ПРОЯВЛЕНИЯ ВЬЕТУККАЛАМПИ В ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЕ

Носова А.А.¹, Самсонов А.В.¹, Ларионова Ю.О.¹, Ковальчук Е.В.¹, Ларионов А.Н.²

¹ИГЕМ РАН, Москва, nosova@igem.ru; ²ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

ARCHEAN AGE OF GABBRO AND GARNET-BIOTITE-AMPHIBOLE-QUARTZ METASOMATIC ROCKS FROM VIETUKKALAMPI AU-PGE OCCURRENCE IN THE HAUTAVAARA STRUCTURE

Nosova A.A.¹, Samsonov A.V.¹, Larionova Y.O.¹, Kovalchuk E.V.¹, Larionov A.N.²

¹IGEM RAS, Moscow, nosova@igem.ru; ²VSEGEI's Centre of Isotopic Research, Sankt-Petersburg

Проблема присутствия на Балтийском щите золоторудных мезотермальных месторождений архейского возраста – основного источника золота докембрийских кратонов, остается актуальной. В настоящее время мелкие архейские месторождения этого типа установлены только в пределах пояса Иломанси (Финляндия). На остальной территории Карельского кратона с широким развитием архейских зеленокаменных структур с определенной степенью вероятности можно отнести к этому типу Рыбозерское месторождение и многочисленные рудопроявления Южно-Выгозерского и Центрально-Беломорского поясов, а также рудопроявления Ламбозерское и Хюрсюля южной части Ведлозерско-Сегозерского пояса.

С точки зрения поисков архейских золоторудных месторождений интересным объектом является мафит-ультрамафитовый массив Виетуккалампи, вмещающий проявление Au-PGE оруденения гидротермального типа [6].

Массив расположен в южной части Карельского кратона, и приурочен к центральной части Хаутаваарской структуры в южной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Комплекс архейских пород Хаутаваарской структуры рассматривается как аккреционные образования с возрастом 3.0–2.9 млрд лет, возникшие за счет причленения островных дуг к древнему «сиалическому ядру» Водлозерского микроконтинента, причем предполагается надсубдукционная переработка его краевой части.

Массив Виетуккалампи входит в группу небольших интрузивов габбро, метаморфизованных до амфиболитов, локализованных преимущественно среди метавулканитов островодужного типа (виетуккалампинская свита, 2.95 млрд лет) и типа активной окраины (калаярвинская свита, не позже 2.86 млрд лет), [3, 5]. Возраст массива принимался как моложе 2.86 млрд лет и древнее 2.74 млрд лет [1].

Сложное строение аккреционной структуры и тектоническая фрагментированность разрезов затрудняют определение первоначальной структурной позиции массива.

Сульфидная минерализация приурочена к жилам гранат-амфибол-кварцевого состава и представлена преимущественно пирротинном, халькопиритом, пиритом и арсенопиритом.

Нами проведено изучение возраста массива (U-Pb система цирконов из габбро-пегматитов) и жильных метасоматитов (Sm-Nd система), минерального состава метагабброидов и жильных метасоматитов, что позволило оценить параметры метаморфизма, а также геохимических особенностей пород массива, в результате чего установлен петрохимический тип протолита.

U-Pb возраст цирконов из метагаббро-пегматитового шлира в амфиболитах массива. Морфология изученных цирконов (крупные размеры, длиннопризматический габитус кристаллов с доминирующей призмой и резко угнетенной дипирамидой) свидетельствует о кристаллизации из поздних порций глубоко дифференцированных базитовых расплавов, насыщенных флюидной компонентой. Однако поверхность кристаллов отличается сильной кавернозностью, а их внутреннее строение, наблюдаемое в BSE-изображениях, характеризуется неоднородностью: сохранившиеся домены собственно цирконового состава различного размера часто имеют неправильные, извилистые очертания, их окружает матрица измененного циркона, которая насыщена мелкими порами и включениями торита (рис. б, в). Такие особенности внутреннего строения указывают на процессы растворения и перекристаллизации под воздействием флюидов.

U-Pb изотопные анализы, выполненные по «реликтовым» участкам однородных светло-серых в BSE цирконов, дали субконкордантные возрасты (рис.). Для трех наиболее конкордантных точек проведен расчет средневзвешенного возраста, который составляет 2914 ± 9 млн лет, близкий возраст устанавливается при расчете дискордии по 6 точкам (рис. а). Анализы, выполненные на двух участках темно-серых в BSE цирконов с минимальным содержанием посторонних включений, дали сильно дискордантные величины возрастов, что указывает на резкую нарушенность в них U-Pb изотопной системы.

Таким образом, возраст массива Виетуккалампи определен как мезоархейский (2914 ± 9 млн лет), если полагать, что возрасты сохранившихся доменов цирконов из габбро-пегматита 1048–1, фиксируют время кристаллизации остаточного пегматоидного расплава габброидного интрузива. Время преобразования этих магматических цирконов остается неясным и требует дополнительных геохимических и изотопно-геохронологических исследований.

Sm-Nd возраст гранат-биотит-(кордиерит-ставролит)-жедрит-кварцевых жильных метасоматитов. Было проведено изучение Sm-Nd изотопной системы валовой пробы жильных метасоматитов и выделенных из нее мономинеральных фракций граната, биотита, кордиерита и двух фракций амфибола (жедрита и ферропаргасита).

Петрографический анализ показывает, что в составе жильных метасоматитов присутствуют две ассоциации минералов: «реликтовая» и основная. Основная ассоциация представлена крупными (до 2–3 мм и более) выделениями граната ($Alm_{81-82} Py_{11-12} Grs_{2-5}$), Na-жедрита, биотита ($Mg\# 0.56$) и кварца, в зальбандах присутствуют калиевый полевой шпат и ферропаргасит. «Реликтовая» ассоциация локализована в интерстициальных промежутках гранобластового кварцевого агрегата и представлена кордиеритом, биотитом ($Mg\# 0.59$), ставролитом и хлоритом в реакционных соотношениях с последним.

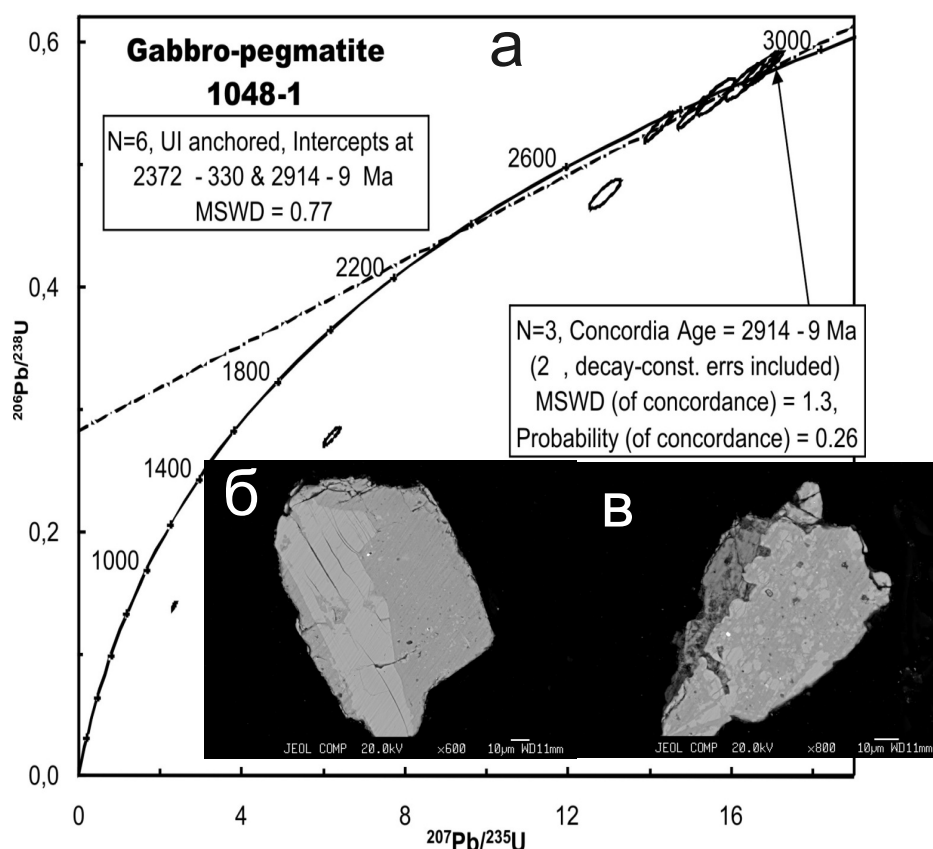


Диаграмма с конкордией для цирконов образца габбро-пегматита 1048–1 из массива Виетуккалампи (а) и типичные цирконы с текстурами растворения из этого образца, BSE-изображения (в, г)

Все шесть точек, соответствующие указанным выше фракциям, на изохронной диаграмме могут быть аппроксимированы эррохронной зависимостью с параметрами 2710 ± 220 млн лет, СКВО = 31. Вероятно, значительная неопределенность оценки возраста связана с расчетом по минералам двух неравновесных ассоциаций; если исключить из расчета точку кордиерита («реликтовая» ассоциация), то статистические параметры зависимости несколько улучшаются: 2643 ± 160 млн лет, СКВО = 10. Расчет только по минералам основной ассоциации (гранат+2 фракции амфибола) дает оценку 2704 ± 41 млн лет, СКВО = 0.013.

Полученный результат позволяет предположить, что жильные гранат-амфибол-кварцевые метасоматиты были сформированы около 2.7 млрд лет назад, т.е. имеют неоархейский возраст.

Оценка РТ параметров метаморфизма. Породы массива метаморфизованы и представлены ильменитовыми амфиболитами с признаками развития регрессивных зеленосланцевых изменений. Составы амфиболов прогрессивной стадии отвечают ферроэденитам, в ходе диафтореза развиваются актинолиты.

Оценки давлений амфиболитовой стадии по Al-амфиболовым барометрам [7,8] дают $P (\pm 0.5)$ кбар = 2.4–4.6 и $P (\pm 0.6)$ кбар = 3.6–6.0 соответственно; использование геобарометра [9], калиброванного для базальтовых составов, дает $P = 2.7\text{--}3.1$ кбар.

Оценки T по гранат-биотитовому геотермометру для основной ассоциации метасоматитов (использованы 7 калибровок геотермометра) дают среднюю $T = 481$ и 487°C для $P = 3$ и 5 кбар соответственно.

Таким образом, метаморфические преобразования пород массива протекали в условиях низов амфиболитовой фации. Согласно имеющимся представлениям метаморфизм соответствующего уровня (предположительно $520\text{--}620^\circ\text{C}$ и $3\text{--}4$ кбар) был проявлен в Хаутаваарской структуре только на посторогенной стадии неархейского этапа, когда происходили сильные (до амфиболитовой фации) преобразования в краевых частях структуры, примыкающих к воздымавшимся глыбам гранито-гнейсового фундамента [4, 2].

Геохимические особенности пород массива. Амфиболиты отличаются высокими концентрациями Fe (14–27 вес. % FeO) при умеренных концентрациях Ti (1–2 вес. %, редко до 3–4 % вес. TiO_2) и низких содержаниях Mg (4–7 % вес. MgO), что определяет их высокую железистость (Mg\# 0.4–0.5). Отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ больше 1 (1.1 – 1.6). Они имеют существенно Na щелочность, низкие – умеренные концентрации P (0.05–0.30 % P_2O_5). Такие широкие вариации содержаний компонентов связаны с присутствием в массиве как дифференциатов, так и кумулатов.

Амфиболиты обеднены такими элементами как Cr, Ni, Co, вероятно, за счет фракционирования шпинели и других рудных фаз, которые концентрируются в кумулусных горизонтах. Они также резко обеднены LILE, что, очевидно, связано с наложенными процессами. Распределение РЗЭ (рис. 2) характеризуется субхондритовым типом с нефракционированными тяжелыми лантаноидами ($\text{Gd/Yb} = 1.2$) и слабо фракционированными легкими лантаноидами ($\text{La/Sm} = 1.6\text{--}2.3$). Концентрации HFSE весьма низкие: Zr 90–100 ppm, Nb 3–4 ppm. Соответственно, на мультиэлементных диаграммах амфиболитов отчетливо выражены отрицательные Nb-Ta и Zr аномалии. Аномалия Ti носит знакопеременный характер. В целом, геохимические особенности апогаббровых амфиболитов Виетуккалампи указывают, что их протолитом были базиты типа островодужных толеитов.

Выводы. Массив Виетуккалампи является примером архейских дифференцированных базит-ультрабазитовых массивов, вмещающих Au-PGE оруденение гидротермального типа.

Формирование массива с учетом полученных данных о возрасте метагаббро около 2.91 млрд лет и принадлежности протолита к базитам типа островодужных толеитов, могло происходить в ходе становления ранней БАДР ассоциации Хаутаваарской структуры.

Образование жильных гранат-биотит-амфибол-кварцевых метасоматитов, сопровождающихся Au-PGE оруденением, происходило около 2.7 млрд лет назад в условиях метаморфизма низов амфиболитовой фации при P около $3\text{--}6$ кбар и T около 500°C .

Вероятно, становление рудоносной системы происходило в два этапа, первый из которых связан с фракционной кристаллизацией богатой железом магмы, приводившей к накоплению Fe-Ti-оксидных кумулатов и выделению флюидной фазы. Второй, гидротермальный этап

выражен формированием зон гранат-амфибол-биотит-кварцевых метасоматитов с арсенопиритовой минерализацией и повышенными концентрациями золота и платиноидов. Этот этап мог проявиться на посторогенной стадии неоархейской истории структуры и протекал в условиях амфиболитовой фации. Такая геодинамическая позиция, как и многие минералогические особенности, определяет генетический тип проявления Виетуккалампи как мезотермальный золоторудный в породах амфиболитовой фации архейского возраста.

The Viyetukkalampi massif is an example of the Archaean differentiated mafic-ultramafic intrusion containing Au-PGE hydrothermal ore mineralization.

The metagabbro is dated at around 2.91 Ga, which together with its island arc tholeiitic affinity suggest that the massif formed simultaneously with the early BADR association of the Hautavaara structure.

Garnet-gedrite-biotite-amphibole-quartz metasomatite veins with Au-PGE mineralization were formed about 2.7 Ga under the amphibolite facies conditions of at pressures of 3 to 6 kbar and about 500±50°C.

The ore-bearing system was formed in two stages. At the first stage fractional crystallization of Fe-rich magma led to accumulation of Fe-Ti-oxides in cumulative layers and fluid degassing. These oxides served as source for ore components.

Zones of the gedrite-biotite-amphibole-quartz metasomatite with an arsenopyrite-gold-PGE mineralization were generated during a hydrothermal stage. The second stage occurred under amphibolite facies conditions, during neoproterozoic post-orogenic events.

Based on the geodynamic position and mineralogical features of the ores and hosted rocks of the Viyetukkalampi occurrence, is classed as archaean mesothermal lode-gold deposits hosted in amphibolite facies rocks.

Литература

1. Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Благороднометалльная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. 2009. С. 12–25.
2. Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука. 1988. 144 с.
3. Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченко О.А., Сергеев С.А., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. U-Pb и Rb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, центральная Карелия // Петрология, 1994. Т. 2, № 3. С. 266–281.
4. Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука. 1987. 266 с.
5. Светов С.А. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс: Общие черты строения // Путеводитель научных экскурсий. Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Петрозаводск. 2009. С. 4–7.
6. Слюсарев В. Д., Кулешевич Л. В., Лавров М. М. Благороднометалльная минерализация в габброидном массиве района оз. Виетуккалампи (Хаутаваарская структура) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. 2005. С. 112–116.
7. Johnson, M. E., & Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837–841.
8. Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 110, 304–310.
9. Simakin A., Zakrevskaya O., Salova T. Novel Amphibole Geo-barometer with Application to Mafic Xenoliths. *Earth Science Research*; Vol. 1, No. 2; 2012. P.81–97.

BOOMING MINERALS INDUSTRY IN FINLAND EMPLOYS THE GREEN MINING CONCEPT

Pekka A. Nurmi

Geological Survey of Finland, Espoo, Pekka.nurmi@gtk.fi

Abstract

The mining sector is booming in Finland and several new mines producing nickel, copper, zinc, chromium, gold, iron ore and platinum have been recently opened or there are mine projects under the feasibility stage. Annual ore output from metal mines is predicted to grow from the modest 4 Mt in 2000

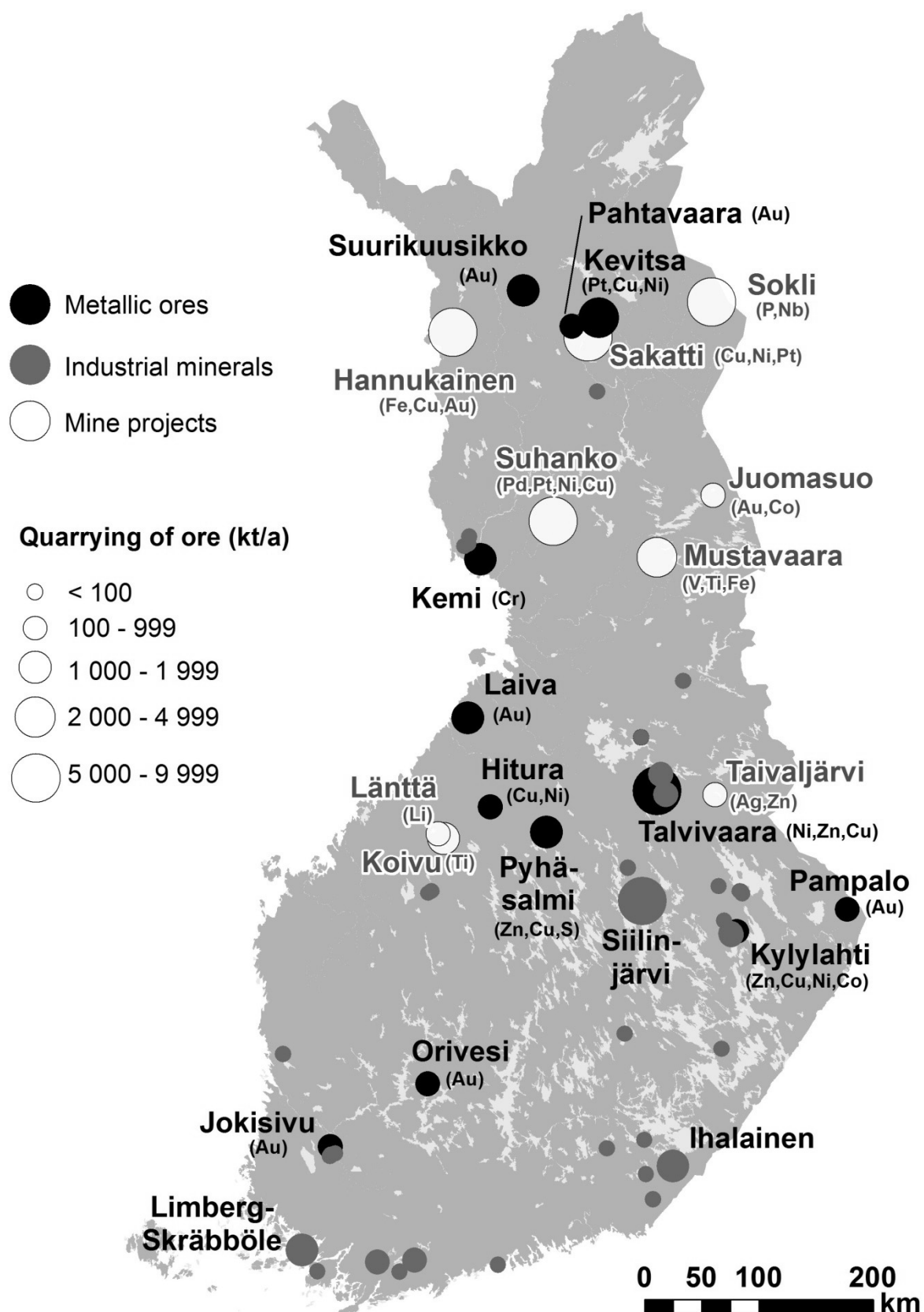


Fig. 1. Metallic and industrial mineral mines, and major mine projects in Finland

to over 80 Mt in the near future. Mine investments during 2008–2011 were € 1.3 billion, and it is estimated that over € 3 billion will be invested in the mining sector during the next five years. Finland is also a global leader in many areas of mining technology, and the booming minerals industry is becoming one of Finland's growth drivers. The mining sector is particularly important for the regional development in eastern and northern Finland. Strengthening mining industry also concerns many people and there are increasing conflicts with other land use purposes, such as, tourism. Therefore, it is an urgent need to develop better ways to operate in the whole minerals production chain.»Green Mining» is a new concept that has been adopted in Finland. The Finnish government has also launched a new programme to promote responsible extractive industries, which aims to make Finland the global forerunner in sustainable mining industry.

Mining

There are 12 metal ore mines and 31 industrial mineral mines in operation in Finland (Fig. 1). The total extraction was 45.8 Mt, of which 18.2 Mt consisted of ore in 2010. Finland's biggest metal mines are the Talvivaara Ni-Zn-Cu-Co-mine, the Kevitsa Ni-Cu-Pt mine, the Pyhäsalmi copper-zinc mine, the Kemi chrome mine and the Suurikuusikko gold mine. In terms of ore extraction, the biggest industrial mineral mine is the Siilinjärvi phosphate mine. Other mineral products include calcite rocks, talc, quartz, feldspar and soapstone.

There are about ten projects under feasibility or intensive exploration stage. The most important ones are: the Sakatti Cu-Ni-Pt project, the Suhanko PGE project, the Sokli P project, the Hannukainen Fe-Cu-Au project, the Mustavaara Fe-V project, the Sotkamo Ag-Zn project, the Länttä Li project, and the Rompas Au-U project.

Ore extraction from metal and phosphate mines is expected to rapidly increase to 80 Mt (Fig. 2). It is estimated that € 3 to 4 million will be invested into mine development in the next five years, and the industry will employ more than 5000 new people in the near future.

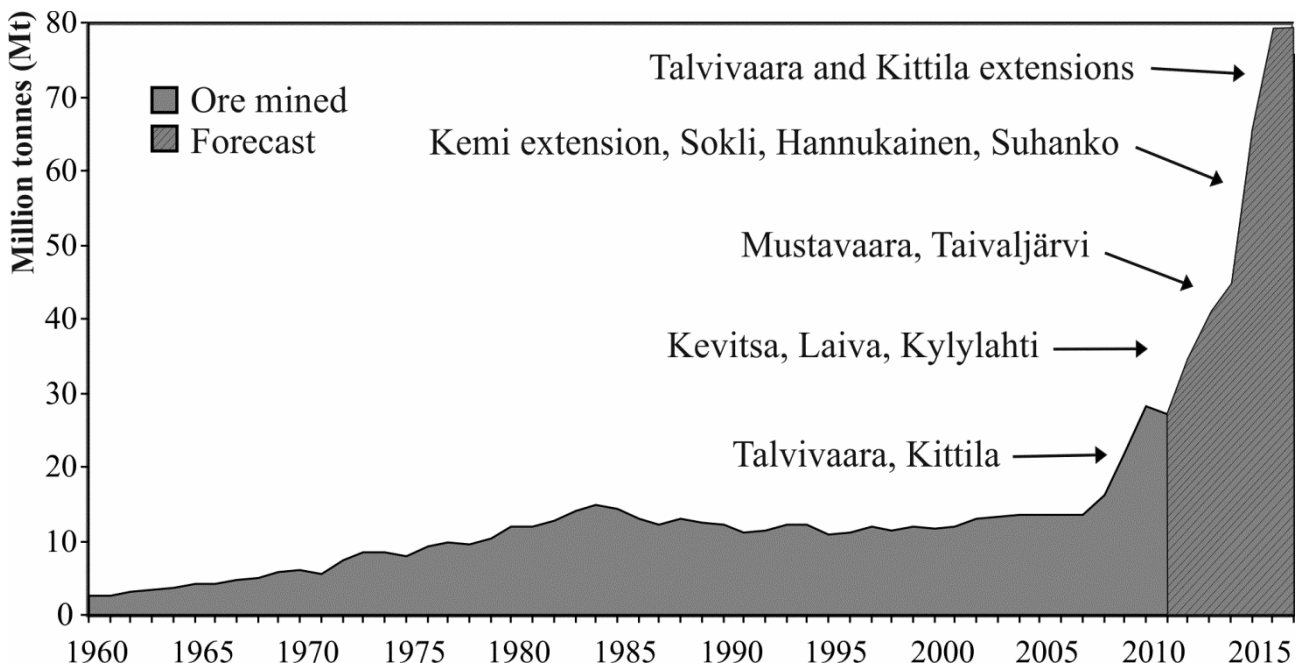


Fig. 2. Ore output from metallic and phosphate mines in Finland, and GTK's estimate for future development by Mari Tuusjärvi

Mineral exploration

Finland is the hub of mineral exploration in Europe, and about 40 companies are active in exploration. They spent last year about € 80 million for exploration. Projects are spread throughout the country, but central Lapland is the focus area. Companies are exploring mostly for base and noble metals.

FINLAND'S GREEN MINING CONCEPT	
Promotes materials and energy efficiency	Social license to operate
Ensures availability of mineral resources for future needs	
Minimizes adverse environmental and social impacts	
Improves work and organisational practices	
Ensures sustainable land use following mine closure	

Fig. 3.

In the latest Fraser Institute mining industry study, Finland was ranked first in the combined policy – mineral potential index, which refers to favorability for mine investment. In addition to the good discovery potential, Finland is regarded as a favorable and safe investment environment. Geoscientific basic data is probably the best in the world, and it is easily accessible via the internet at the Geological Survey of Finland's web pages (www.gtk.fi). These are particularly designed for the minerals industry [1].

Green Mining concept

The Finnish government has actively been working to develop its minerals policy. In addition to Finnish Minerals Strategy launched in 2010 [2], a new program to promote responsible extractive industry, which aims to make Finland the global forerunner in sustainable mining industry, was published this year [3]. »Green Mining» concept, developed in 2011, is a new way to improve the general acceptance of mining (Fig. 3). It means effective operating in a way that conserves resources and takes into consideration both ecological and social perspectives. The purpose of green mining is to improve energy and materials efficiency throughout the mineral production chain. Green mining also means better utilization of waste and by-products.

Minerals and metals will not run out. Global mineral resources are extensive including known deposits and yet undiscovered deposits. Future ores are liable to have lower concentrations of metals, to lay deeper underground or in difficult locations, or be more difficult to enrich. It is very important to explore for new mineral resources efficiently, and the best possible expertise is needed to discover new deposits and develop new utilization processes. This is the way to ensure availability of raw materials for future generations. Better geological understanding is needed on the ore-potential areas in 3D/4D, down to 1–3 kilometers, and on ore-formation concepts. Effective development and use of deep-penetration geophysical techniques, such as, reflection seismics or electromagnetics are crucial for exploration at depth.

The Green Mining solutions aim to minimize environmental impacts and problems caused to communities over the whole production chain. At the same time, the working environment is improved by developing new working methods, procedures and safety. It is possible that in the future personnel will not be working underground in mines, aside from maintenance. The mines of the future could also be »invisible» when everything takes place underground. Green Mining also includes the plan of action for the time when the ore deposit is exhausted and mining ends. The mining industry is obligated to follow tightening guidelines and standards. Green Mining is a new holistic approach featuring a multitude of details.

The Finnish mineral industry is a world leader in many areas. Equipment manufacturers in particular are on the leading edge of the sector globally. Developing environmental friendliness and promoting sustainable development are key goals of actors in the industry. As part of the efforts to develop Finland's mining cluster, Tekes (the Finnish Funding Agency for Technology and Innovation) is funding innovative approaches to the mining industry that can be adopted internationally. In line with one of the facets of Finland's mineral strategy, Tekes, in the spring of 2011, launched the Green Mining R&D&I Program [4]. Green Mining targets service innovations and new businesses that bring together value networks comprising small and medium-sized companies, research institutes and universities. Following the slogan »Finland, a leader in Green

Mining 2020,” Finland hopes to have mines that are global leaders in efficiency and safety, and a cluster of firms supporting global clients in economically, environmentally and socially responsible minerals industry.

References

1. Anonymous, 2013 a. Mineral Resources and Exploration. Internet resource by Geological Survey of Finland. http://en.gtk.fi/mineral_resources/exploration.html
2. Anonymous, 2010. Finland's Minerals Strategy. Geological Survey of Finland, 19 p. Internet resource: http://www.mineraalistrategia.fi/etusivu/fi_FI/etusivu/_files/84608401427464240/default/FinlandsMineralsStrategy.pdf
3. Anonymous, 2013 b. making Finland a leader in sustainable extractive industry – action plan (in Finnish). Ministry of Employment and the Economy, Konserni 2013, No. 15, 53 p. Ministry of Employment and the Economy Internet resource: <http://www.kaivos2030.fi/wp-content/uploads/2013/04/toimintaohjelma.pdf>
4. Anonymous, 2013 c. Green Mining Programme 2011–2016. Tekes Internet resource: <http://www.tekes.fi/programmes/GreenMining>

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СОПРЯЖЕННОСТЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ, РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ И ХРУСТАЛЕНОСНЫХ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УРАЛА

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н.

Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, fgg.gl@m.ursmu.ru

SPATIAL AND GENETIC ASSOCIATION OF GOLD, RARE-META AND CHRYSTAL-BEARING QUARTZ VEINS IN THE URALS REGION

Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A., Savichev A.N.

Uralian State Mining University, Ekaterinburg, fgg.gl @ m.ursmu.ru

Считается общепринятым, что промышленная хрусталеносная минерализация, связанная с кварцевыми жилами, характерна исключительно для формации безрудных кварцевых жил, и вследствие этого именно такая формация является основным объектом прогнозирования при поисках месторождений горного хрусталя. Однако известно большое количество рудных месторождений на Урале, Памире, Дальнем Востоке и других регионах, где горный хрусталь добывается попутно в весьма значительных количествах. Из зарубежных можно назвать редкометальное месторождение Кинсгейт (Австралия), где объем попутно добытых кондиционных кристаллов горного хрусталя достигал нескольких тонн в год [1, 5].

Работами Д. В. Рундквиста [4], В.Н.Огородникова, В.Н.Сазонова [2], Ю.А.Поленова [3] установлено, что на уральских редкометальных и золоторудных месторождениях первоначально кварцевые жилы были безрудными и все рудные минералы (вольфрамит, шеелит, сульфиды, золото и т.д.) образовывались позднее, отлагаясь в кварцевых жилах по зальбандам и вдоль систем трещин.

Кварцево-жильная хрусталеносная и золоторудная минерализация связаны с развитием метаморфизма, магматизма и последующей гидротермальной деятельности в шовных зонах смятия.

Установлено, что кварцево-жильные золоторудные, шеелитовые и хрусталеносные месторождения связаны со становлением и эволюцией габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных комплексов [1, 2, 5, 6].

Золото в процессе метаморфизма вулканогенно-осадочных и терригенно-осадочных горных пород и постмагматических процессов перераспределяется под воздействием хлоритиновых растворов. Наряду с изменениями Т и Р, флюидный режим гидротермальных систем является одним из ведущих факторов минералообразования и смены парагенетических ассоциаций в ходе их эволюции.

Относительно высокотемпературные (500–620 °С) постмагматические растворы, имеющие щелочную реакцию, поступают в тектонические структуры глубоких горизонтов месторождений в уже консолидированные гранитоиды и в породы их кровли. Золото и кремнезем привносятся гидротермаль-

ными флюидами и частично мобилизуются из метаморфических пород растворами существенно хлоридного состава, при высокой активности уголекислоты, которые по мере остывания, взаимодействуют с вмещающими породами и растворенной уголекислотой, увеличивают постепенно количество бикарбоната натрия во флюиде.

По мере снижения температуры происходит постепенное уменьшение щелочности растворов, и при температуре порядка 400–450°C происходит псевдоморфозное замещение железо-магнезиальных силикатов хлоритом. Дальнейший подъем растворов, усилившийся при обновлении и новообразовании трещин в дайках и вмещающих породах, их постепенное остывание приводят к еще большему раскислению растворов. Этим обусловлено появление интенсивного окварцевания и мусковитизации (серицитизации), иногда с баритом или ангидритом на верхних горизонтах, лиственитизации и березитизации на более глубоких горизонтах, где возрастает активность HCO_3 . Развитие метасоматитов, как правило, предшествует образованию кварцевых жил и размещаются вдоль границ даек или ранее образованных жил и трещин. Анализ преобразования химического состава данных метасоматитов свидетельствует о направленном раскислении растворов и кислотном выщелачивании пород, в условиях которого при температурах жильного образования золото становится мобильным, поэтому данные кварцевые жилы и околожильные метасоматиты на этой стадии процесса не рудоносные.

Рудная минерализация в жилах и метасоматитах отложилась в позднюю стадию гидротермального процесса при активизации трещинообразования, наложившегося и на кварцевые жилы. Ощелачивание раствора вызвано дальнейшим падением температуры и взаимодействием его с вмещающими породами. Сульфидная минерализация с золотом выполняет обычно сеть тонких трещин в кварце и на забандах жил, такие участки представляют собой богатые промышленные руды. Часть жил, где сульфидная минерализация отсутствует, остаются безрудными. Наиболее устойчивая корреляция золота устанавливается с висмутом, мышьяком, серебром, вольфрамом и свинцом, которые представляют комплексный благоприятный ореол.

Развитие метаморфогенно-гидротермальной системы, формирующей хрусталеносные месторождения связано с проявлением позднеколлизионного этапа в обрамлении древних гнейсовых блоков в шовных зонах смятия. Золоторудные месторождения и хрусталеносные кварцево-жильные поля с сопутствующей золоторудной минерализацией размещаются на удалении от интенсивно гранитизированного гнейсового блока, зон пегматитообразования, в кристаллических сланцах докембрийского осадочного чехла, метаморфизованных в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций, и далее в блоках, сложенных метавулканитами, серпентинитами и терригенно-осадочными породами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации.

В метавулканитах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, ранняя щелочная стадия представлена биотитом в виде неориентированных таблитчатых кристаллов. Биотитизированные метавулканиты золотоносные, содержание золота в них достигает 9,6 г/т. По-видимому, в указанных породах золото фиксируется преимущественно в самородной форме. Его пробность высокая (более 900), так как в этих условиях серебро в растворе достаточно устойчиво. Наиболее яркая черта этих метасоматитов – широкое развитие теллуридов, которые совместно с самородным золотом определяют продуктивность рудных тел [1, 2, 5]. Зона биотита в силу ряда причин является термодинамическим и, соответственно, геохимическим барьером, способствующим накоплению элементов, т. е. зона биотитизации при снижении температуры и раскислении растворов (хлоритизация биотита) является зоной перестройки флюидной системы, перехода ее из надкритического состояния, расслоения на водную и газовую фазы. Такая перестройка резко сказывается на устойчивости растворенных рудных комплексных соединений и сопровождается их осаждением, в частности золота. Наряду с этим резко падает растворимость сульфидов в растворах по мере снижения температуры. Поэтому совместное осаждение золота и сульфидов приводит к формированию рудных тел и объектов, относящихся к золото-сульфидной формации.

Второе направление в гидротермально-метасоматических преобразованиях связано с активизацией тектонической деятельности, после завершения образования кварц-жильной минерализации и наложенного на них рудоотложения. При наличии контакта толщ метавулканитов с карбонатными отложениями хлоритовые растворы преобразуются в бикарбонат-хлоридные и приобретают отчетливо щелочную характеристику. Бикарбонатная специализация растворов приводит к значительному расширению щелочной обстановки до более низких температур. В условиях зеленосланцевой фации и хрупких деформаций при жильном образовании происходит вскипание растворов, а падение давления стимулирует

осаждение кварца с образованием кварцевых и кварц-карбонатных жил. Количество последних на золоторудных месторождениях всегда значительно выше.

Углекислота, образующаяся при вскипании бикарбонатных растворов, перемещаясь в верхние горизонты кварц-жильного поля, накапливается под различными экранами, что приводит к формированию хрусталеносных зон аргиллизитов. Этот процесс промоделирован в экспериментах и зафиксирован на хрусталеносных объектах [1, 2, 5]. Щелочные бикарбонатно-хлоридно-натровые растворы обладают большой агрессивностью по отношению к кремнезему и производят выщелачивание встречающихся на их пути кварцевых жил. Углекислота, раскисляя растворы, стимулирует осаждение кремнезема, а так как последнее идет в существенно закрытой системе, а в растворах концентрация кремнезема уже значительно ниже, чем при образовании жил, то наблюдается медленный рост качественных кристаллов горного хрусталя. Формирование кристаллов в полостях обычно происходило уже из существенно хлоридно-натровых растворов, когда бикарбонатная составляющая была в значительной мере израсходована на образование карбонатов.

Области формирования хрусталеносных гнезд по температуре и щелочности растворов и области раннего рудоотложения сульфидов с золотом перекрывают друг друга. В процессе хрусталеобразования при наложении гнезд на рудные жилы нередко отмечается переотложение рудных минералов, в том числе и золота, в хрусталеносных гнездах. Литохимические съемки, выполненные на месторождениях, показали, что хрусталеносные зоны обрамляются контрастными ореолами сурьмы, мышьяка, серебра, свинца, висмута, меди и полями развития сульфидов [1, 2, 5]. Совмещение хрусталеносных и золоторудных жил кроме Урала наблюдается на Дальнем Востоке, Памире, Кавказе, Тянь-Шане, Казахстане и в других регионах.

Известно, что золото накапливается как в восстановительной, щелочной, так и в ацидофильной средах, в то время как кварцевые жилы формируются в кислой среде, а горный хрусталь – только в слабощелочной. В связи с этим понятно, почему сопряженное образование золотого оруденения и хрусталеносной минерализации происходит, главным образом, в салических блоках и только в породах, характеризующихся повышенной кислотностью. Золото и горный хрусталь в этих условиях отлагаются в пределах единой гидротермальной системы, но первое в ее части с повышенной температурой и щелочностью среды минералообразования, а вторая – с пониженной температурой и повышенной кислотностью [1, 2, 5].

Частичное финансирование осуществлялось по госбюджетной теме 5.4667.2011(Г-3 УГТУ) руководителем профессор В.Н.Огородников.

Quartz-vein crystal-containing and genetically coupled with it gold-ore mineralization are connected with the development of metamorphism, magmatism, and subsequent hydrothermal activity in joint zones of crumple.

During the works carried out by D.V. Rundkvist [4], V.N.Ogorodnikova, V.N.Sazonova [2], Yu.A.Polenova [3] it was established that the quartz veins were originally barren in early-collision Ural rare – metal and gold-ore deposits, and all ore minerals (wolframite, scheelite, sulfides, gold, etc.) were formed later being deposited in quartz veins along fracture systems and selvage.

Sulphide mineralization with gold is usually performed by a network of fine cracks in quartz veins and selvages and such areas are rich in industrial ore. The part of veins where there is no sulphide mineralization remain barren. The most stable correlation of gold is established with bismuth, arsenic, silver, tungsten and lead, presenting a complicated favorable aureole.

Development of the metamorphogenic – hydrothermal system, forming crystal-containing (piezoelectric) deposits is connected with manifestation of late-collision stage framed by ancient gneiss blocks in joint zones of crumple. Gold-ore deposits and crystal-containing quartz-vein fields with accompanying gold mineralization are located away from intensive granitized block, zones of pegmatite formation, in crystalline schists of the Precambrian sediments, metamorphosed in conditions of amphibolite, epidote-amphibolite facies, and further in blocks composed of metavolcanites, serpentinites and terrigenous sedimentary rocks, metamorphosed in conditions of greenschist facies.

The areas of formation of crystal-containing nests on temperature and alkalinity of solutions and the areas of early-sulfide gold ore deposition overlap each other. During crystal-formation at imposing of the nests on ore

veins some redeposition of ore minerals is often observed, including gold in crystal-bearing nests. Lithogeochemical surveys carried out on deposits of crystal – bearing deposits showed that crystal-bearing zones were framed by contrast aureola of antimony, arsenic, silver, lead, bismuth, copper and by fields of sulphides, being characteristic for gold deposits [1, 2, 5]. The combination of crystal-containing and gold-ore veins are observed not only in the Urals but in the Far East, Pamir, Caucasus, Tien Shan, Kazakhstan and elsewhere.

Литература

1. *Огородников В.Н.* Закономерности размещения и условия сопряженного образования кварцево-жильных, хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала: Дис. д-ра геол.-минер.наук. Екатеринбург, 1993. 470 с.
2. *Огородников В.Н., Сазонов В.Н.* Соотношение золоторудных и хрусталеносных месторождений обрамления гнейсовых блоков Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 72 с.
3. *Поленов Ю.А.* Эндогенные кварцево-жильные образования Урала: научное издание. Екатеринбург: Изд-во УГТУ, 2008. 269 с.
4. *Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г.* Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1970. 328 с.
5. *Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А.* Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГА, 2001. 622 с.
6. *Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. и др.* Магматический контроль гидротермального золотого оруденения на Урале. //Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 181–184.

РУДНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ЭЛЬМУССКОЙ ПЛОЩАДИ

Олейник И.Л.¹, Кулешевич Л.В.², Лавров О.Б.², Иванов Д.В.¹

¹АО «Индустрия», Петрозаводск, OleynikIL@polymetal.ru

²ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru

ORE FORMATION TYPES AND MINERAL ASSEMBLAGES OF GOLD UNITS IN THE ELMUS PROSPECT

Oleinik I.L.¹, Kuleshevich L.V.², Lavrov O.B.², Ivanov D.V.¹

¹Industria JSC, Petrozavodsk, OleynikIL@polymetal.ru

²IG KarRC RAS, Petrozavodsk, kuleshev@krc.karelia.ru

Эльмусская площадь Сегозерско-Ведлозерского ЗП – одна из перспективных на золото структур, в пределах которой в архейских и палеопротерозойских (ятулийских) комплексах пород установлены золоторудные проявления, приуроченные к шир-зонам ССВ и СЗ простираций. В результате поисково-разведочных работ, проводимых АО «Индустрия» на Эльмусской лицензионной площади, доизучалось месторождение Педролампи и был выявлен ряд новых золоторудных и золотосодержащих проявлений. Они относятся к следующим рудно-формационным типам: 1 – Au-S месторождение Педролампи, 2 – Au-S-As, Au-S проявления и минерализованные зоны (Талпус, Гавшамноя, Эльмусское), 3 – Au-содержащая полисульфидная минерализация (Орехозеро), 4 – золотосодержащие сульфидные (Ахвенлампи) и Cu-S проявления в ятулийских кварцевых гравелитах (Кюняшельга), 5 – Cu-S золотосодержащая минерализация в эпидозитах по габбро-долеритам.

Месторождение Педролампи локализуется в лопийской толще вблизи контакта с ятулийской структурой (PR1jt). Рудовмещающие толщи представлены карбонат-хлоритовыми и серицит-карбонат-альбит-кварцевыми сланцами по основным туфам, грауваккам, песчаникам и конгломератам. В зоне деформации архейские толщи метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Метасоматические изменения представлены лиственитами, березитами, турмалиновыми метасоматитами. Рудная зона визуально выделяется по вкрапленности пирита. Руды месторождения Педролампи представлены золото-пиритовым и халькопиритовым минеральными типами. Текстуры руд гнездово-вкрапленные, прожилково-вкрапленные (рис. 1). Золото тяготеет к гнездам-скоплениям пирита и его крупным кристаллам. В рудах установлено Au 0,1–46 г/т, Ag до 0,4–5 г/т, ЭПГ до 0,11 г/т, примеси As, Te, Co, Ni (по предшествующим ра-

ботам). Главными минералами руд являются пирит (от 5 до 30–60 % в гнездах) и золото. Пирит развивается по сланцеватости, образуя кубические кристаллы и линзовидно-гнездовые обособления с кварцем и карбонатом, встречается на контакте кварцевых жил и в рудокластах в метапесчаниках. Пирит из линз имеет размер 0,3–1–2 см. В зоне «окисленного пирита» кристаллы и их сростки достигают гигантского размера (5–10 см). Наиболее крупные кристаллы содержат многочисленные включения и свободное видимое золото (рис. 1). В обогащенной пиритовой фракции установлены примеси: Co, Ni, Cu, ЭПГ 0,014–0,16 г/т, Au 7–14 г/т и более. Золото в пирите находится исключительно в самородном виде в дефектах зерен (рис. 1, табл. 1). В сростании с ним в небольшом количестве выделяются более поздние сульфиды, реже серебро, акантит, иногда теннантит, энаргит, антимонит. В гнездовых обособлениях встречаются сростания пирита с монацитом, ксенотимом и уранинитом (рис. 1). Наиболее распространенным минералом в медносульфидных ассоциациях 2-го типа являются халькопирит, иногда борнит, мелкий хорошо огранный пирит, серебро (размер от 1–15 до 100 мкм), в каймах вокруг него встречается акантит, барит, уранинит и единичные зерна клаусталита. В ассоциации с халькопиритом обнаружены электрум (до 60 % Ag), по данным Ю.С. Полеховского, – дискразит Ag_3Sb и анимикит.

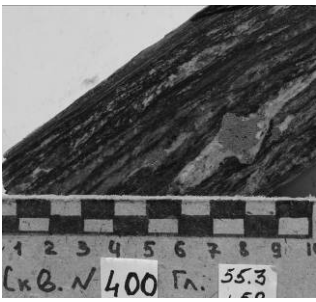
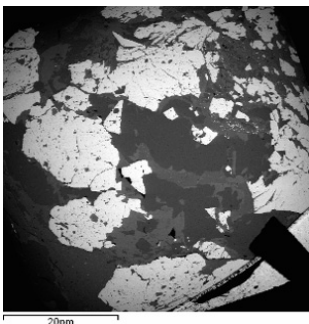
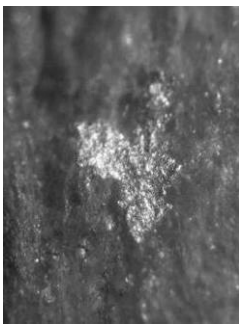
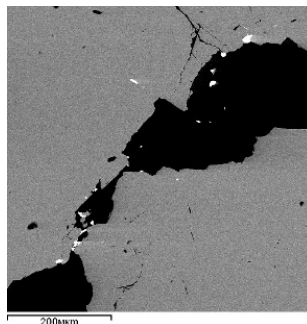
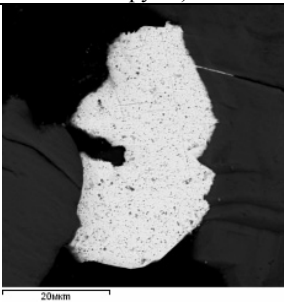
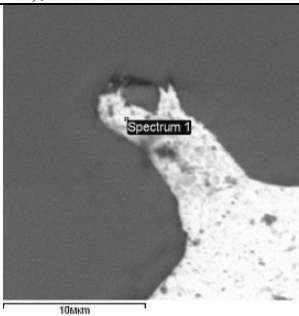
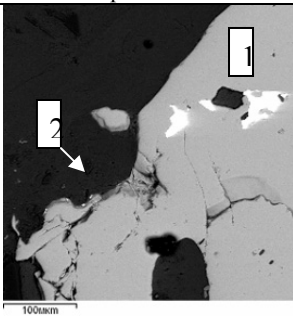
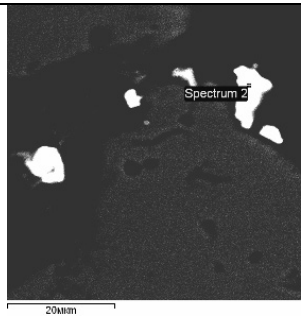
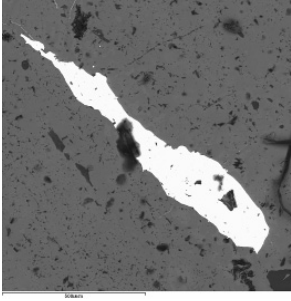
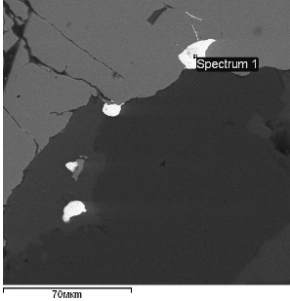
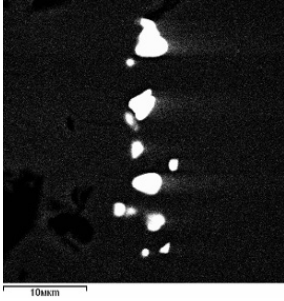
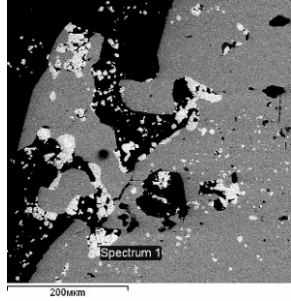
			
Пирит (вкрапленно-прожилковые Au-S-руды)	Пирит (гнездовые Au-S-руды), С-400.	Самородное золото в окисленном пирите	Золото между зерен пирита
			
Золото (1) в пирите (2). П-2/8–8.	Золото (сп. 1) в пирите. Пе-15–23–1.	Более крупное (1) и тонкое (2) золото. Пе-15–28	Золото и галенит (сп. 2) Пе-15–14.
			
Золото в пирите. ПЛ-2	Золото в пирите. С-400–9–1	Уранинит (белый) в пирите. Пе-15/34–1	Золото и ксенотим (сп. 1) в пирите (2). С-400, уч. 15.

Рис. 1. Золоторудная ассоциация месторождения Педролампи

Золото в золото-пиритовом типе руд имеет размер от 0,5–2 мм (видимое, рис. 1) до 1–40 мкм. Форма выделения – зерна, чешуйки, реже дендриты, пленки. Золото высокопробное (по авторским анализам и данным более ранних работ). Видимое и мелкое самородное золото содержит Ag до 4,45–5,66 %, тонкодисперсное золото – 8,77–12,05 % Ag, реже встречается купроаурид (табл. 1). В рудах отмечаются платиноиды: меренскит, тетраферроплатина, сперрилит, установленные Ю.С. Полеховским, и обнаруженные в С-400 теллуриды палладия и арсенопалладинит. В приповерхностной зоне руды подвержены интенсивному окислению. В них появляются халькозин (Ag до 1,21 %), гематит, гидроокислы железа. В крупных кристаллах окисленного пирита сохраняется видимое самородное золото.

Руды имеют простой элементный состав Au, Ag, Cu, S, (Sb). Изотопия углерода в карбонатах из метасоматитов ($\delta^{13}\text{C} = -2,8 \div -4,1$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = 10,1 \div 13,5$ ‰) указывает на мантийно-коровый источник. Температура рудообразования снижалась от 400–360 до 120–90°C (оценивалась по Т гом. и составу хлорита).

Таблица 1

Состав золота, месторождение Педролампи

Элем.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ag	4,93	5,01	4,41	7,74	4,68	2,67	12,05	1,84		2,61	1,86	2,38	2,87		9,97
Au	93,27	94,99	95,09	92,26	95,32	97,33	87,95	98,16	100	97,39	98,14	97,62	97,13	100	65,76
Cu															24,27
Сумма	98,81	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	П-2/8			Пе-15					ПЛ	С-400				Пе-13	

Примечание. 1–14 – золото. 15 – купроаурид (Au,Ag)Cu.

Рудопроявление Талпус объединяет проявления золотосодержащих колчеданных руд (1) и золото-сульфоарсенидную (2) минерализацию. Проявление Талпус было обнаружено при бурении С-93 («Невскгеология») в хлорит-серицитовых сланцах бергаульской свиты (AR2) южнее Педролампи (Au 2–4 г/т, ср. 3,2 г/т, С-93/28–31 м, данные кадастра 1997 г.). Колчеданные руды проявления Талпус содержат пирит (70 %). С ним в сростании встречаются мелкие и редкие кристаллы арсенопирита (5 %), в дефектах и микротрещинках обоих рудных минералов установлены золото и включения пирротина, сфалерита, халькопирита, реже монацит и бастнезит. Арсенопирит и пирит содержат тонкодисперсное высокопробное золото (рис. 2, табл. 2).

На *проявлении Гавшламная* развита вкрапленно-послойная золото-арсенопиритовая минерализация в серицит-хлоритовых сланцах и метасоматитах по ним, которые секутся кварц-карбонатными жилами с вкрапленностью сульфидов. Нерудная ассоциация измененных пород представлена преимущественно хлоритом, анкеритом, альбитом, кварцем, количество акцессорных минералов – рутила, апатита, неравномерное и высокое в зонах интенсивных изменений. Содержание рутила вблизи зон с арсенопиритовой вкрапленностью может достигать 20 %, апатита – 5–10 % (рис. 2). Рудная минерализация представлена арсенопиритом и пирротинном. Арсенопирит образуется первым, пирротин после него, но близко по времени. Золото в арсенопирите выделяется как тонкодисперсное (табл. 2–3). Золото, тонкозернистый пирротин, иногда галенит и монацит встречаются в микровключениях («микропорах») в арсенопирите, в микротрещинках в сростании с пирротинном выделяется ульманнит NiSbS. Руды секутся пиритовыми прожилками. Арсенопирит кристаллизуется в хорошо ограненных кристаллах ромбического и призматического сечения размером 1–3 мм (рис. 2), содержит 28,73–33,23 ат. % As, в ассоциации с пирротинном его $T_{\text{обр.}}$ была ~310–330°C (сопоставима с оценкой по хлориту).

Таблица 2

Состав золота проявлений Талпус и Гавшламная

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
Ag	40,13	39,22	9,08	9,5	12,68	19,46	10,05	13,94
Au	59,87	60,78	90,92	90,5	87,32	89,54	89,95	86,06
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100

Таблица 3

Состав Sb-S-As фаз из вкрапленной и жильной минерализации, проявления Талпус, Гавшламная

Элем	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
S, %	24,27	24,28	23,2	24,18	23,44	21,79	22,25	24,28	18,61	22,87	22,76	22,32	21,60	23,83	24,23
Fe	34,31	33,42	34,45	33,98	34,40	31,71	32,10	33,98		33,51	32,08	33,76	33,78	35,79	32,66
As	41,42	42,30	42,34	41,85	42,16	46,51	45,64	41,74		43,63	45,16	43,92	44,61	40,38	43,11
Ni									24,18						
Sb									57,20						
сум- ма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
As ат%	28,73	29,4	29,66	29,08	29,47	33,23	32,44	28,97		30,72	31,91	31,07	31,77	28,03	30,03
Обр.	313–9–1			313–9–2					313	72a				303–9–5	

Примечание. 1–8, 10–15 – арсенопирит. 9 – ульманит NiSbS. Среднее содержание As ат. % в арсенопирите (ан. 1–8) – 30,12 ат. %, T=310oC, в ан. 10–15 – 30,59 ат. %, T=330oC.

Золото выделяется в арсенопирите в виде мелких зерен и как тонкодисперсное (рис. 2). Оно содержит около 9,1–19,5 % Ag, реже встречается электрум (Ag 39,22–40,13 %, табл. 4). Золото ассоциирует с галенитом. Измененные сланцы с арсенопиритовой минерализацией секутся кварц-кальцитовыми прожилками с пиритом. Рудопроявление гидротермальное, по условиям формирования относится к мезотермальному типу.

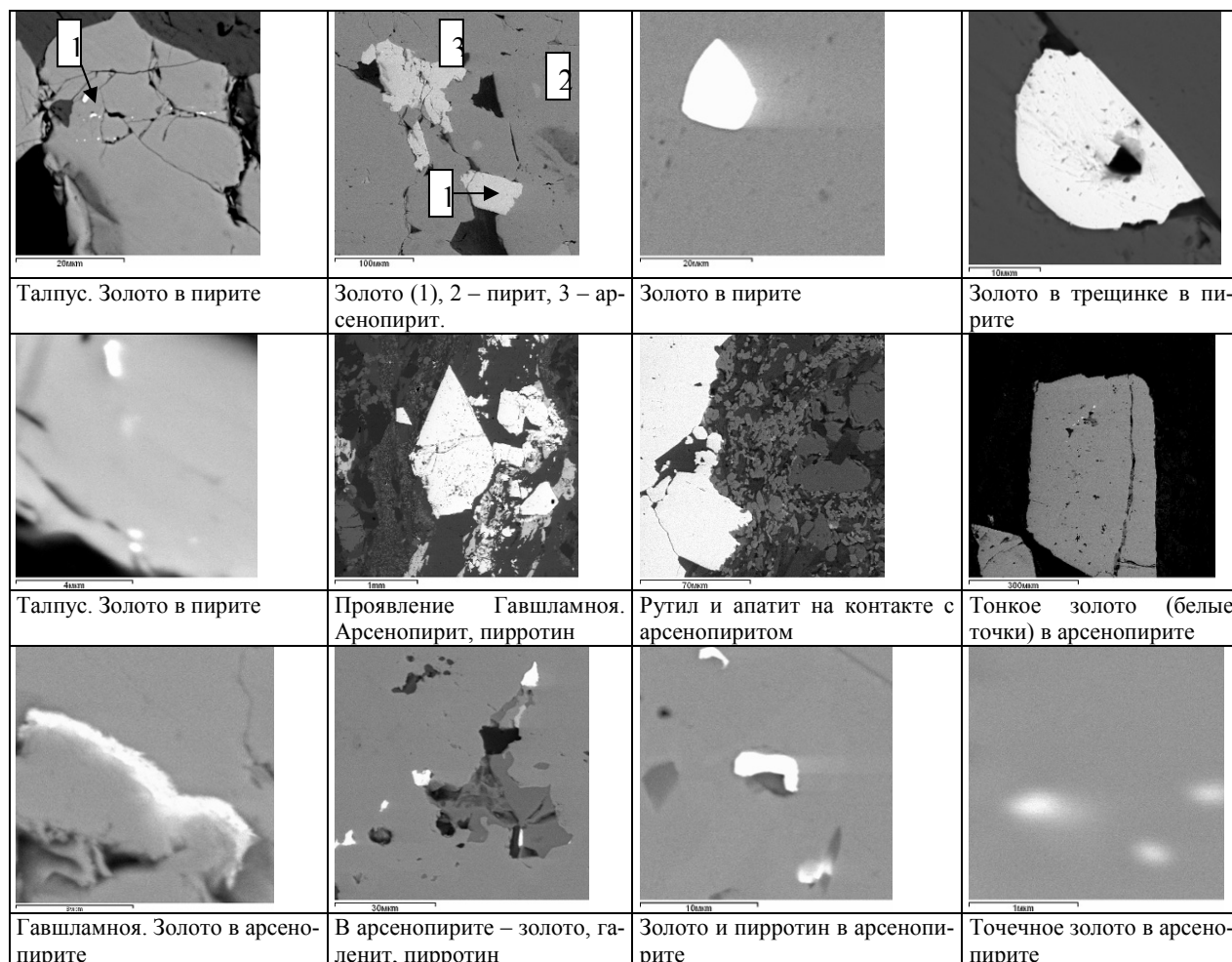


Рис. 2. Минеральная ассоциация руд проявления Талпус и Гавшламная

Рудопроявление Кюняшельга находится севернее уч. Педролампи в ятулийских кварцевых гравелитах (PR₁jt₁). Руды медно-сульфидные Au-содержащие, содержание Au в них низкое (0,1–0,37, реже до 1 г/т, по результатам работ Ю.Н. Новикова). Повышенные содержания золота на этом участке тяготеют к зонам с сульфидами и сульфосолями меди, наложенными как на ятулийские, так и на подстилающие архейские толщи. Рудная минерализация вкрапленная, вкрапленно-прожилковая, содержание сульфидов в рудной зоне в кварцевых гравелитах составляет 6–30 %, в подстилающих лопийских отложениях – 5 %.

Сульфиды представлены халькопиритом, борнитом и Cu-Sb-блеклыми рудами (табл. 4). В борните (9,63–10,91 % Fe) встречаются пластинки халькопирита (структуры распада). Достаточно широко распространен тетраэдрит (Cu-Sb-блеклая руда: Sb 18,34–26,83 % и As до 2,90–9,47 %, иногда с примесью Zn, табл. 3). Структуры срастания блеклых руд и сульфидов коккардовые, характерные для низкотемпературных руд с последовательными замещениями минералов. В борните встречаются мелкие редкие зерна (6 мкм) медистого рениита (Cu₁Re₃S₁₀) и акантита. В связи с невысокими содержаниями Au в рудах этого типа, его минеральной формы в изученных аншлифах обнаружено не было. При окислении медных руд появляется халькозин (спионкопит, T<157–100°C) и гематит. В срастании с ними в этих зональных каймах выделяется монацит (то есть, образуется, на стадии окисления руд).

В подстилающей лопийской толще (кварц-хлорит-серицитовых сланцах) на контакте с ятулийскими породами по сланцеватости выделяется халькопирит (5–6 %), встречается тетраэдрит и редкие Cu-Bi-сульфосоли – виттихенит Cu₃BiS₃ и тонкодисперсный уранинит. В зоне изменения в срастании с сульфидами меди здесь широко распространены такие нерудные минералы, как апатит, рутил, хлорит, кальцит, торит, монацит, бастнезит. Установлено, что сульфиды и сульфосоли меди, тетраэдрит (Cu-Sb-S), а также более редкие сопутствующие минералы и уранинит накладываются, как на кварцевые гравелиты (PR₁jt₁), так и залегающие ниже по разрезу лопийские отложения.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГАЗ-ЖИДКОСТЬ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

Прокофьев В.Ю.¹, Селектор С.Л.², Акинфиев Н.Н.¹

¹ ИГЕМ РАН, Москва, vpr@igem.ru

² ИФХЭ РАН, Москва, sofs@list.ru

GAS-LIQUID INTERACTION AS A FACTOR IN THE FORMATION OF GOLD DEPOSITS

Prokofyev V.Yu.¹, Selektor S.L.², Akinfiev N.N.¹

¹ IGEM RAS, Moscow, vpr@igem.ru

² IFHE RAS, Moscow, sofs@list.ru

Гетерогенное состояние рудообразующего гидротермального флюида обычно рассматривается как важный фактор рудоотложения, поскольку гетерогенизация флюида (фазовая сепарация) нарушает многие химические равновесия в рудообразующей системе и приводит к рудоотложению. Возникнуть гетерогенное состояние флюида может разными способами. Обычно при изучении гидротермальных систем рассматривают процесс фазовой сепарации (разделения) гомогенного флюида на гетерогенный флюид, который может образоваться либо вследствие кипения, либо при отделении растворенных газов от водного раствора вследствие спада давления, которое обычно возникает при тектонических нарушениях.

Однако гетерогенные флюиды могут возникнуть и другим путем – при смешении газовых потоков и водных растворов. Флюиды в Земной коре представлены как водными растворами, так и органическими жидкостями и разнообразными газами и газовыми смесями. Флюидные включения, заполненные плотными газами, характерны для мантийных ксенолитов, метаморфических пород высоких и средних ступеней метаморфизма, нередко встречаются в магматических породах [4 и др.]. Разные типы флюидов имеют свои резервуары и пути миграции. Поэтому нет ничего удивительного в возможности их смешения. Роль газовых потоков в рудообразующих процессах могло иметь место. Возможность переноса золота высокотемпературными потоками углекислоты

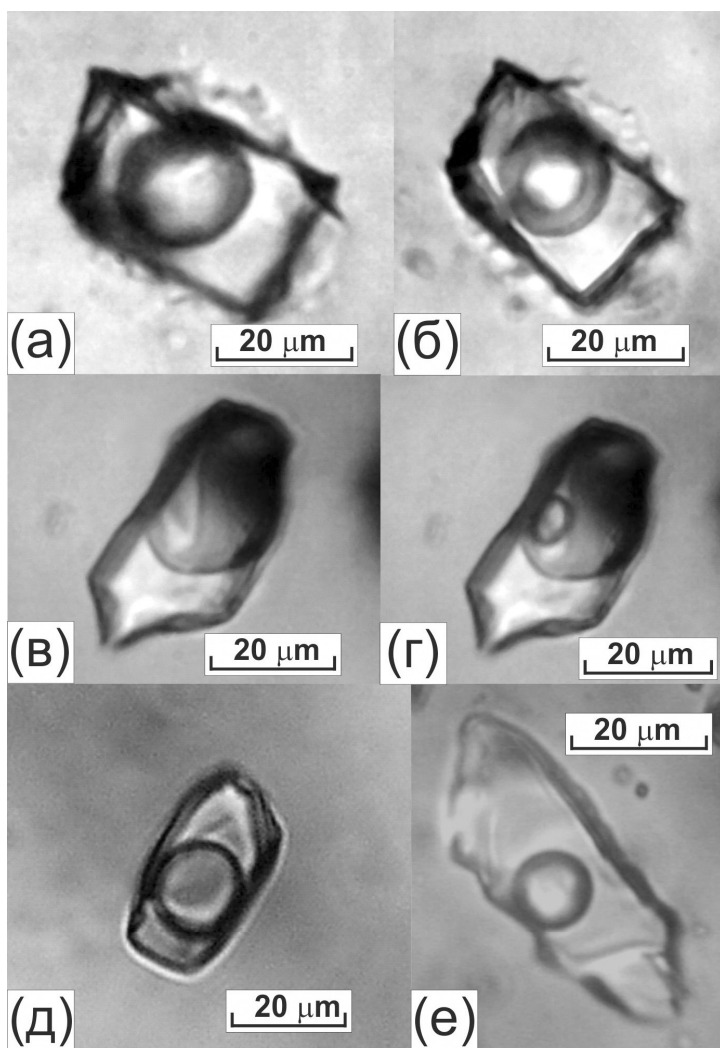


Рис. 1. Флюидные включения в кварце золотых руд месторождения Сухой Лог. а, б – углекисотно-водные (а +20 °С, б -18 °С), в, г – существенно газовые (в +20 °С, г -9 °С), д, е – двухфазовые газовой-жидкие (+20 °С). Масштаб 20 мкм.

Проявления барботажа в гидротермальных рудообразующих системах пока никем не обсуждалось, хотя это явление вполне реально для природных процессов. Однако доказать наличие явления барботажа для конкретных объектов непросто из-за отсутствия надежных признаков и критериев.

Гетерогенное состояние флюида характерно для многих типов гидротермальных месторождений. При изучении флюидных включений в минералах из руд широко обсуждаемых в современной литературе орогенных месторождений золота часто отмечают наличие ассоциаций сингенетичных флюидных включений углекисотно-водных растворов и газовых включений, содержащих плотную углекислоту. Нами данные исследования флюидных включений обсуждаются на примере месторождения золота Сухой Лог (Ленский район). Для этого месторождения детально изучены [3] флюидные включения в кварце жильных и вкрапленных руд, представленные тремя типами: углекисотно-водными включениями газонасыщенных растворов, существенно газовыми включениями с плотной углекислотой и другими газами и двухфазовыми газовой-жидкими включениями водно-солевых растворов (рис. 1). Рудоотложение происходило при температурах 385–130 °С и давлениях 2.4–0.13 кбар. Рудообразующие флюиды 9.5–3.7 мас. %-экв. NaCl и до 7.6 моль/кг р-ра углекислоты. Анализ всех имеющихся данных свидетельствует о возможности одновременного существования в рудообразующем процессе разных типов флюидов (газового, водного и газонасыщенного углекисотно-водного), которые могли взаимодействовать между собой.

и взаимодействие их с гидротермальными флюидами обсуждалось для месторождений золота Украинского щита в работе [2].

Особенно интересен применительно к формированию гидротермальных рудных месторождений способ возникновения гетерогенного состояния флюида при прохождении потока газа сквозь водный раствор. Такой процесс имеет название «барботаж» и легко реализуется технически во многих технологических процессах. Барботаж широко используется в технологии для нагрева и перемешивания агрессивных жидкостей, а также очищения их от ненужных примесей (т.е. удаления определенных компонентов из раствора). Барботаж порождает газовые золи (пены), приводя к образованию большой межфазовой поверхности на границе жидкость – газ. Это способствует интенсификации тепло- и массообменных процессов, а также более полному химическому взаимодействию газов с жидкостями. Спонтанное образование множества мелких пузырьков может приводить к явлению кавитации, которое обсуждается при объяснении генезиса наночастиц в рудах некоторых месторождений [1]. Способствует барботаж и процессам флотации, т.е. переносу вещества в виде мелкодисперсных частиц твердой фазы, в количествах, превышающих его растворимость в природных флюидах. Можно предполагать определенную роль таких процессов при формировании особенно богатых руд (рудных столбов).

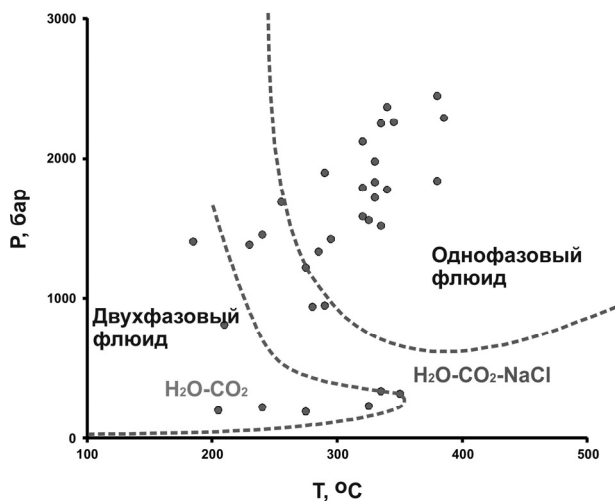


Рис. 2. Диаграмма «температура – давление» для рудообразующих флюидов месторождения Сухой Лог (Ленский район). Поля гомогенного и гетерогенного флюидов для систем $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ взяты из работы [5].

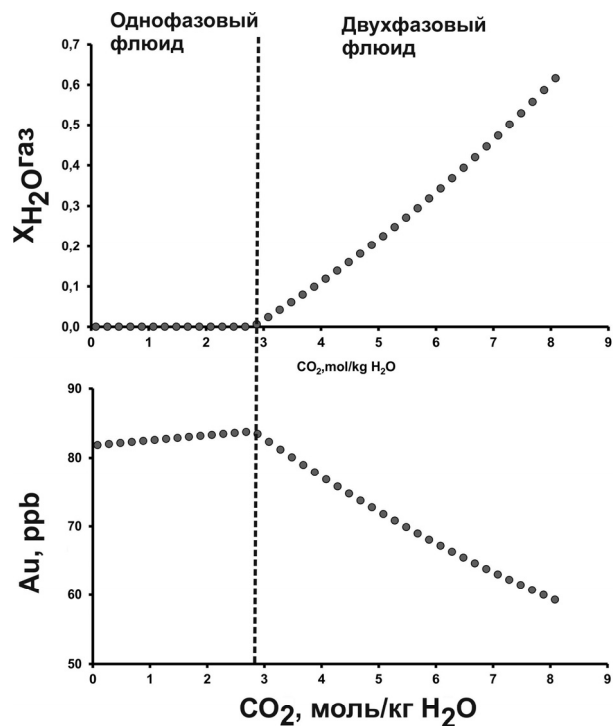


Рис. 3. Изменение мольной доли воды в газовой фазе и концентрации золота в растворе в зависимости от количества углекислоты в системе. Показаны поля гомогенного и гетерогенного флюидов.

При анализе данных исследования флюидных включений с использованием диаграммы «температура-давление» (рис. 2) многие значения параметров флюида находятся в поле гомогенного флюида для системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$, хотя получены эти данные по ассоциациям флюидных включений гетерогенного флюида. Для модели фазовой сепарации флюида такая картина необъяснима, а для модели смешений водного раствора с потоком газообразной углекислоты вполне реальна. Нами предложена модель формирования золотых руд месторождения в процессе смешения потока глубинной углекислоты с поровыми формационными растворами. Показана возможность процесса взаимодействия газовых и водных флюидов разной природы при гидротермальном рудообразовании.

Проведено термодинамическое моделирование адиабатического процесса взаимодействия водно-солевого флюида с разными объемами газообразной углекислоты. Параметры моделирования (температура 350°C , давление 1 кбар) и состав водного флюида основаны на данных исследования флюидных включений в рудах месторождения Сухой Лог. В процессе смешения газового флюида с водным раствором установлено образование гетерогенного флюида, которое сопровождается переходом части воды из раствора в газообразное состояние, приводящее к увеличению концентрации солей и ионной силы раствора и снижению его температуры. Все эти факторы могут приводить к пересыщению раствора по отношению к ряду растворенных в нем веществ, что может служить одной из причин рудоотложения. Наблюдается заметное уменьшение растворимости золота в гидротермальном флюиде, зависящее от увеличения количества газообразной углекислоты (рис. 3).

Однако проведенное нами термодинамическое моделирование характеризует только одну сторону процесса барботирования. Поскольку это явление, как обсуждалось выше, затрагивает межфлюидные пограничные эффекты – необходимо специальное изучение процессов барботажа в гидротермальных рудообразующих системах и поиски дополнительных критериев их выявления в рудообразующих процессах.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-01083-а).

Heterogeneous state of hydrothermal ore-forming fluid is an important factor of ore deposition since it can cause sedimentation of dissolved metals and lead to formation of industrial ores. Fluid heterogeneous state can appear by different ways. Usually its formation from homogeneous one is considered (boiling or branch of dissolved gases).

However the principally another way of heterogenic fluid formation is quite real: by passing of the gas through the liquid. Such process is called «barbotage», it is easy-to-realize technically and is used in series of technological processes. The role of barbotage in hydrothermal ore deposition wasn't discussed by now, probably due to absence of indicators of such phenomena.

But there aren't grounds for the impossibility of such phenomenon in hydrothermal systems. Contrarily, the hypothesis of the barbotage participation can explain some particularities of ore-forming processes at hydrothermal gold deposits.

Barbotage is broadly used in technologies for heating and mixing of aggressive liquids, as well as for solutions scavenging. Barbotage generates the gas emulsions and leads to formation of large interfacial area at liquid – gas interphase boundary. It promotes the intensifications of heat- and mass-exchange processes and deeper gas – liquid chemical interaction. Spontaneous formation of scores of small bubbles can cause a cavitation. Barbotage facilitates also the flotation process. The signs of barbotage passing in some natural hydrothermal ore-forming systems are shown in report.

Литература:

1. Адушкин В.В., Андреев С.Н., Попель С.И. Кавитационный механизм формирования нано- и микрочастиц минералов в рудных месторождениях // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 5. С. 363–370.
2. Возняк Д.К., Павлишин В.И. Высокобарические потоки CO₂-флюида и минералообразование (на примере Украинского щита) // Материалы Международного симпозиума «Современные методы исследований и перспектива использования включений минералообразующих сред в науке и практике APIFIS-III. Ташкент, 2006. С. 101–107.
3. Лаверов Н. П., Прокофьев В. Ю., Дистлер В. В., Спиридонов А. М., Юдовская М. А., Гребеницкова В. И., Матель Н. Л. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог (Россия) // Доклады АН. 2000. Т. 371. №1. С.88–92.
4. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1978. Т. 1. 360с. Т. 2. 632с.
5. Diamond L.W. Introduction to gas-bearing, aqueous fluid inclusions // Fluid inclusions: analysis and interpretation. Short Course Series. V. 32. Mineralogical Association of Canada: Vancouver, British Columbia, 2003. P. 101–158.

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ОРОГЕННОГО ТИПА В КАРЕЛИИ

Ручьев А. М.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, ruchyov@krc.karelia.ru

STRUCTURAL CONTROL OF THE LOCALIZATION OF OROGENIC-TYPE GOLD DEPOSITS AND OCCURRENCES IN KARELIA

Ruchev A.M.

IG KarRC RAS, Petrozavodsk, ruchyov@krc.karelia.ru

В результате генетической типизации золоторудных месторождений и проявлений Карелии значительная часть их отнесена к типу орогенных [1]. Дискуссионность таксона неоднократно отмечалась ранее. Одна из ее причин – различие индикаторных характеристик разнообразных группируемых объектов. Тем не менее, основание для дальнейшего рассмотрения их в составе единой группы есть. Универсальным и, вероятно, главным признаком сходства механизма формирования этих объектов служит контроль петро-, минерогенеза процессами сдвиговой деформации горных пород, ведущий в частности к концентрированию руд в соответствующих тектонических структурах. Следовательно, сдвиговая деформация горных пород – необходимое условие функционирования рудообразующих систем. В связи с этим получение возможно более полной информации о строении и развитии сдвиговых дислокаций, многие из которых играют роль рудоконтролирующих – важная металлогеническая задача.

Направленные на ее решение структурные исследования проводилось в Беломорском, Костомукшском, Ведлозерско-Сегозерском, Ялонвара-Иломанси зеленокаменных поясах (ЗКП), Онежском синклинии, свекофеннидах Северного Приладожья. Использовался метод идентификации структурных элементов сдвиговых дислокаций и решения обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса [2, 3, 6]. Результаты структурно-парагенетического анализа приводят к следующим выводам.

Сложное внутреннее строение субплоскостных в объеме и сублинейных в плане зон дислокаций обусловлено сочетанием большого числа пространственно совмещенных различных сдвиговых парагенезисов структурных элементов. Каждый из них соответствует самостоятельному эпизоду деформации, поэтому наблюдаемая ныне структура – суммарный результат многократной разрядки девиаторных напряжений в условиях изменчивости реологических свойств пород. Примеры: Восточно– и Северослюдозерская зоны дислокаций и диафторитов фации мусковит-биотитовых гнейсов (Беломорский ЗКП, потенциально МПГ-золотоносный свекофеннский структурно-метаморфический комплекс), сформировавшиеся в ходе не менее 58 и 83 деформационных эпизодов соответственно [3]; постъятулийские рудоконтролирующие сдвиговые зоны в лопийских породах золоторудного месторождения Педролампи (Ведлозерско-Сегозерский ЗКП), развивавшиеся в ходе не менее 31 (северо-западная зона) и 43 (субмеридиональная зона) эпизодов деформации [5].

Структурообразование в границах крупных сдвиговых зон – процесс полициклический (последовательность эпизодов деформации со стадиями роста девиаторной составляющей напряжений и их разрядки), многоактный (прерывистый), иногда очень длительный (период формирования Северослюдозерской зоны – приблизительно 1 млрд лет [3, 4]).

Установлены факты принадлежности одних и тех же плоскостей анизотропии горных пород к различным парагенезисам. Они указывают, что функционирование в динамически и кинематически единой системе разновозрастных структурных элементов – типичная черта «долгоживущих» сдвиговых зон. Однажды возникшая в породе поверхность раздела, «залеченная» соответствующе ориентированными обычно физически резко анизотропными минералами, в дальнейшем будет одним из наиболее вероятных мест потери сплошности (феномен «наследования»). При следующих деформациях процесс активизации выражается в избирательной регенерации в качестве элементов нового парагенезиса одного (двух) плоскостных элементов ранее сформированной тектонической структуры [3 и др.]. Частота случаев проявления наследования и активизации с учетом полиэлементности структуры крупных сдвиговых зон прямо пропорциональна количеству фаз «наложенной» деформации.

При территориально совместном развитии гетерохронных различно ориентированных рудоконтролирующих сдвиговых зон структурно-парагенетический анализ позволяет оценить возможность активизации и участия в процессах рудогенеза ранних зон при «наложении» более поздних. Так установлены: динамическая и кинематическая связь свекофеннских субортогональных зон сдвиговой деформации и диафтореза на Слюдозерском участке [3]; отсутствие такой связи в более близких по пространственной ориентировке рудоконтролирующих сдвиговых зонах месторождения золота Педролампи [5].

Новообразование и активизация элементов субплоскостной анизотропии горных пород – важная особенность не только механизма формирования рудоконтролирующих структур, но и режима минерагенеза в них. Вещественные изменения при сдвиговой деформации стимулируются своеобразными релаксационными физическими и химическими процессами [7 и др.], а также инфильтрационным флюидным энерго-, массопереносом, возможность которого появляется после деструкции горных пород. Их преобразование, обусловленное совокупностью всех факторов, наиболее точно характеризуется термином «аллохимический стресс-метаморфизм». Иницирующая и координирующая роль сдвиговой деформации отчетливо проявлена в истории полиэтапного формирования метаморфических разновидностей гнейсов чупинской свиты беломорид [3, 4 и др.]. Выявленные особенности их образования способствуют пониманию процесса генезиса беломорских Au-МПГ-Cu-Ni рудопроявлений большеобъемного типа и позволяют в первом приближении объяснить их специфику.

Успешность металлогенического прогнозирования зависит от правильности оценки времени рудогенеза. В связи с этим необходимо уточнение возраста объектов орогенного типа,

эпигенетичность которых по отношению к вмещающим их структурно-вещественным комплексам однозначно определяется «наложенным» характером рудоконтролирующих зон сдвиговой деформации и изменения пород. Особенно актуально определение возраста рудопроявлений, локализованных в лопийских ЗКП и по этой причине традиционно считавшихся архейскими. Результаты изотопного датирования синрудных метасоматитов и руд указывают на раннепротерозойский возраст некоторых из них (Педролампи, Таловейс, Центрально-Хаутаваарское, Хатунойя). Материалы структурных исследований тоже свидетельствуют о постъятулийском времени формирования рудоконтролирующих сдвиговых зон месторождения Педролампи [5], а также о протерозойском этапе развития золоторудных проявлений Хатунойя, Северогирвасское. Появление этих полученных независимыми методами согласующихся сведений, делает неизбежным внесение корректив в металлогенические представления, классификации, реконструкции и стратегию поисково-оценочных работ.

С учетом постархейской природы значительного количества благороднометалльных объектов на территории Карелии конструктивным представляется подход к дальнейшему изучению их, предусматривающий более пристальное внимание к определению специфики и закономерностей проявления протерозойских металлогенических процессов. В этом аспекте целесообразными будут исследования, направленные на выявление и обоснование связи рудообразования с эндогенными режимами внутриконтинентального рифтогенеза, которые наиболее вероятны для этого периода геологической истории. В качестве важной, но еще недостаточно изученной металлогенической особенности палеопротерозойского этапа следует рассматривать формирование в свекофеннское и более позднее время (1,9–1,7 (1,6 ?) млрд лет назад) крупных зон сдвиговой деформации и сингенетического изменения пород, контролирующих процессы рудогенеза. Примерами наиболее известных объектов такого типа могут служить рудоносные зоны сдвиговой деформации, диафтореза и пегматитогенеза в беломорском комплексе пород [3 и др.], а также зоны складчато-разрывных дислокаций Онежского синклинория и его обрамления, в которых локализованы разнообразные, в том числе и благороднометалльные рудопроявления.

According to the genetic classification of the gold deposits and occurrences of Karelia, many of them are orogenic. The indicator characteristics of the various deposits and occurrences of this group are different. The main common feature which shows the similarity of the conditions of their formation is control of petro- and mineral genesis by the shear strain of rocks. In this connection, shear strain is considered as a prerequisite for the functioning of ore-forming systems, and data on the formation and structure and ore-controlling structures as essential information on these systems. The study of the shear strain of rocks has led the author to the following conclusions.

The internal structure of large ore-controlling zones is controlled by a combination of the numerous spatially overlapping shear parageneses of structural elements. Each paragenesis is produced by an individual episode of deformation. Large shear-zones are formed upon the multiple relieving of deviator stresses when the rheological properties of rocks are variable. Their formation is a polycyclic, multi-act (discontinuous), long process. Different-aged (activated and newly-formed) structural elements can function in a dynamically and kinematically integrated system. If heterochronous differently oriented ore-controlling shear-zones evolve together, structural analysis is performed to find out whether early zones can be activated and get involved in late ore formation.

The neo-formation and activation of the subplanar anisotropy elements of rocks is the essential feature of both the formation mechanism of ore-controlling structures and their mineral formation regime. Mineralogical variations induced by shear strain are favoured by distinctive physical and chemical processes and infiltration fluid energy and mass transport which can occur after the destruction of rocks. Rock alteration, induced by a combination of all factors, is most correctly described by the term «allochemical stress-metamorphism».

The multiple character of ore-controlling shear-zones is responsible for the epigenetic pattern of ore occurrences relative to the structural-mineralogical complexes that host them. The results of structural study and isotope dating suggest that some of the gold deposits and occurrences discussed, assumed earlier to have been formed in Archean time, are Proterozoic. The age of orogenic-type ore occurrences should be

re-estimated and the metallogenic concept, classification, reconstruction and strategy of prospecting and appraisal should be corrected.

The Post-Archean origin of most noble-metal deposits and occurrences requires special attention to the distinctive pattern of Proterozoic ore genesis. The formation of large ore-controlling shear-zones and syngenetic rock alteration zones in the period 1,9–1,7 (1,6?) Ga is the essential but poorly understood feature of the Paleoproterozoic metallogenic stage.

Литература

1. *Иващенко В.И., Голубев А.И.* Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011. 369 с.
2. *Ручьев А.М.* Идентификация структурных элементов сдвиговых дислокаций и решение обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Материалы докл. Всерос. конф. – в 2-х томах. Т. 1. М.: ИФЗ. 2009. С. 93–98.
3. *Ручьев А.М.* Структурные особенности сдвиговых дислокаций, контролирующих благороднометалльную минерализацию и пегматитогенез в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс пород Балтийского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 65–87.
4. *Ручьев А. М.* Образование кианитовых гнейсов в тектонофизическом аспекте (беломорский комплекс пород Балтийского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. С. 13–27.
5. *Ручьев А.М.* Структурные особенности разведочного участка и относительный возраст золоторудного месторождения Педролампи // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 14. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2011. С. 92–112.
6. *Ручьев А.М.* Структурный анализ сдвиговых зон: новый метод, первые результаты // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 15. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2012. С. 115–124.
7. *Чиков Б.М.* Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика. № 9. 1992. С. 3–38.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ЗОЛОТА В КАРЕЛЬСКОМ БЛОКЕ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Самсонов А.В.¹, Ларионова Ю.О.¹, Степанова А.В.², Носова А.А.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, samsonovigem@mail.ru

²ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

ASSESSMENT OF THE KARELIAN BLOCK'S GOLD POTENTIAL ON THE BASIS OF THE EARLY PRECAMBRIAN GEOLOGICAL EVOLUTION OF THE SOUTHEASTERN BALTIC SHIELD

Samsonov A.V.¹, Larionova Yu.O.¹, Stepanova A.V.², Nosova A.A.¹

¹IGEM RAS, Moscow, samsonovigem@mail.ru

²IG KarSC RAS, Petrozavodsk

Вопрос о перспективах золота Карельского блока, активно обсуждаемый в последние десятилетия, остается открытым.

Карельский блок, являясь классическим представителем архейских гранит-зеленокаменных областей, по времени и стилю тектонического развития близок к провинции Сьюпириор Канадского щита – лидеру по запасам и добыче золота. Общность этих двух провинций дополняется также их возможным территориальным единством в составе неоархейского суперконтинента Кенория (Holttä et al., 2008). Однако поисковые работы в Карельском блоке выявили всего лишь несколько небольших по запасам месторождений золота. Возможные причины такой «бедности» Карельского блока рассматривались с разных позиций. Наш доклад будет посвящен оценке перспектив золота в Карельском блоке на основе анализа тектонической эволюции ЮВ части Балтийского щита.

Формирование Карельского континентального блока было связано с двумя тектоническими циклами в раннем докембрии.

Архейский цикл (3.0–2.7 млрд лет) отвечал за масштабный рост континентальной коры Карельского блока и был связан с формированием гранит-зеленокаменных поясов в обстановках конвергентных границ плит в ходе двух взаимосвязанных этапов. Мезоархейский этап (3.00–2.80 млрд лет) представлен вулканогенно-осадочными толщами зеленокаменных поясов (ЗКП) и синтектоническими гранитоидами тоналит-грондьеит-гранодиоритового (ТТГ) состава. Основные и ультраосновные толеитовые вулканиты ЗКП рассматриваются как продукты плюмового магматизма (Puchtel et al., 1998) и как надсубдукционные комплексы инициальных островных дуг (Schipansky et al., 2004). Магматические известково-щелочные комплексы, представленные вулканитами ЗКП и синтектоническими ТТГ-гранитоидами, образуют две петрогенетических серии: базальт-андезит-дацит-риолитовую (БАДР) и адакитовую, которые имеют аналоги в обстановках конвергентных границ плит фанерозоя (Samsonov et al., 2005). Неоархейский этап (2.75–2.68 млрд лет) ознаменовался массовым внедрением поздне-тектонических гранитов, субщелочных Mg-гранитоидов и лампрофиров, образованных при плавлении коры и интенсивно метасоматизированной литосферной мантии (Kovalenko et al., 2005; Ларионова и др., 2007). Эти процессы, возможно, были связаны с подъемом мантийного диапира, который мог быть инициирован деламинацией литосферного корня.

Важной особенностью архейской коры Карельского блока является ее латеральная изотопно-геохимическая неоднородность, которая, вероятно, отражает специфику его тектонического развития. Во «внутренней» части Карельского блока мезоархейские пояса окаймляют палеоархейские сиалические ядра Водлозерского террейна на востоке и террейнов Рануа и Иисалми на западе, и разделены цепочкой неоархейских гранитоидных батолитов Центрально-Карельского террейна. Такая билатеральная симметрия возрастных, вещественных и изотопно-геохимических характеристик архейских породных комплексов имеет отчетливое сходство со структурами фанерозойских коллизионных орогенов (Moore, Twiss, 1995). Напротив, «внешние» зеленокаменные пояса, расположенные на СВ фланге Карельского блока, были, по-видимому, сформированы при аккреции разновозрастных океанических островных дуг, зародившихся на удалении от древней континентальной коры в обширном океаническом бассейне.

Золотая минерализация архейского цикла тектонической эволюции Карельского блока представлена тремя генетическими типами. С островодужными вулканитами БАДР серии связана колчеданная и рассеянная сульфидная «стратиформная» минерализация Cu-Zn-Pb(\pm Au) типа, которая представлена в виде мелких рудопроявлений во многих ЗКП и характеризуется низкими содержаниями золота (от 0.001 до 0.10 г/т) (Рыбаков, 1987; Иващенко, Голубев, 2009). С постколлизионными гранитоидами связана Cu-Mo(\pm Au) порфировая минерализация, представленная в многочисленных рудопроявлениях и в одном среднем по запасам золота месторождении (Лобаш-1). Предполагается также, что постколлизионный этап завершился заложением сдвиговых зон и формированием орогенной мезотермальной Au-кварц-сульфидной минерализации (Eilu et al., 2003; Геология и полезные ископаемые России, 2006). Однако по геохронологическим данным, на многих объектах золоторудный гидротермально-метасоматический (мезотермальный) процесс был связан не с неоархейским орогенезом, а с палеопротерозойскими сдвиговыми зонами около 1.7 млрд лет назад (Ларионова и др., 2013).

С палеопротерозойским циклом (2.5–1.7 млрд лет) была связана интенсивная переработка неоархейской коры Карельского блока. В раннем палеопротерозое Карельский блок в составе неоархейского суперконтинента Кенория претерпел несколько эпизодов внутриплитного магматизма в сумийско-сариолийское и ятулийское время. Эта эндогенная переработка завершилась около 2.13 млрд лет назад расколом Балтийской части Кенории и началом раскрытия Лапландско-Кольского и Свекофеннского океанов (Stepanova et al., 2013). В период раскрытия океанов (2.13–2.00 млрд лет) на Карельском блоке доминировали процессы осадконакопления в обстановке вулканической пассивной окраины. В позднем палеопротерозое (2.0–1.7 млрд лет) история Карельского блока определялась масштабными субдукционными и коллизионными процессами в Лапландско-Кольском и Свекофеннском океанах. Магматизм людикийского времени (2.00–1.95 млрд лет) в Карельском блоке, представленный Mg- и Fe-Ti-толеитами, субщелочными базальтами, кимберлитами и карбонатами (Puchtel et al., 1998; Самсонов и др., 2009; Corfu et al., 2011 и др.), по времени совпадает с пиком субдукционной активности в Лапландско-Кольском океане (~1980 млн лет) и, возможно, был

связан с тектоникой задуговых бассейнов. При этом известково-щелочной надсубдукционный магматизм на Карельском блоке был проявлен только в Раахе-Ладужской зоне в интервале времени 1.89–1.87 млрд лет назад. Коллизионные процессы при закрытии Лапландско-Кольского и Свекофеннского океанов и формировании на их месте одноименных орогенов, обеспечивали сжатие и утолщение литосферы Карельского блока. Последующее утонение и растяжение этой утолщенной и, как следствие, нестабильной литосферы сопровождалось заложением системы сдвиговых зон, которые рассекали весь Карельский блок и служили проводниками флюидов, ответственных за образование метасоматитов около 1.7 млрд лет назад (Ларионова и др., 2013).

Золотая минерализация палеопротерозойского цикла в Карельском блоке очень разнообразна по генетической принадлежности. В крупных дифференцированных базитовых интрузиях сумийского и людиковийского этапов золото в примесных количествах фиксируется в Ni–Cu–PGE(±Au) сульфидных (Semenov et al., 1998; Ахмедов и др., 2001; Минерально-сырьевая..., 2005; Дегтярев, Трофимов, 2008) и Ti–Fe–V–PGE(±Au) оксидных (Филиппов и др., 2007; Трофимов, Антонова, 2009) рудах. С гранитоидными массивами Раахе-Ладужской зоны связана золотая минерализация порфирового типа (Eilu et al., 2003; Иващенко и др., 2004). Кроме того, на всей территории Карельского блока в архейских комплексах, в сумийско-сарилийских, ятулийских и людиковийских вулканогенно-осадочных структурах фиксируются многочисленные точки минерализации, рудопроявления и мелкие месторождения золота мезотермального типа (Минерально-сырьевая..., 2005). Время формирования этих рудных объектов, по геологическим данным относимое к концу палеопротерозоя, по результатам изотопного датирования оценивается около 1.7 млрд лет назад (Ларионова и др., 2013).

При оценке перспектив золота Карельского блока основное внимание, несомненно, следует уделять архейскому циклу, тектонические режимы которого благоприятны для формирования промышленно значимых крупных золотых месторождений (Kerrich et al., 2000).

Оценивая перспективы обнаружения золоторудных объектов в архейских комплексах Карельского блока, следует обратить внимание на присутствие здесь «внутренних» и «внешних» зеленокаменных поясов. По специфике строения, состава и тектонических обстановок формирования пояса этих двух групп маркируют коллизионный и аккреционный орогены – структуры, которые контрастно различаются по продуктивности на золото. Орогены аккреционного типа, известные как Turkic-style orogen (Sengor, 1990), Cordilleran-style orogen (Murphy, Nance, 1992) или Large accretionary arc complex (Leahy et al., 2005), являются наиболее перспективными для золота как в фанерозойских, так и в раннедокембрийских структурах. В частности, предполагается, что именно механизм последовательной аккреции аллохтонных террейнов отвечал за рост неоархейских континентальных масс всех ведущих золотых архейских провинций (Kerrich, Wyman, 1990). На основании этого мы полагаем, что перспективы для обнаружения крупных золоторудных объектов имеют «внешние» зеленокаменные пояса СВ «аккреционного» фланга Карельского блока, где корообразующие процессы в мезо– и неоархейское время были связаны с последовательной аккрецией островодужных террейнов, формировавшихся в обширном океаническом бассейне на месте нынешнего Беломорского подвижного пояса. Эти пояса на сегодня слабо изучены в отношении металлогении золота, однако именно здесь уже известны среднее по запасам Cu–Au–порфировое месторождение Лобаш-1 и небольшое Au–кварц–сульфидное мезотермальное Рыбозерское месторождение. Примечательным является факт присутствия в системе «внешних» поясов Карельского блока многочисленных Мо–порфировых проявлений и одного крупного Мо–порфирового месторождения Лобаш (Минерально-сырьевая база, 2005). Это указывает на сравнительно небольшую эрозию архейских гранит-зеленокаменных поясов этой части Карельского блока, что является также благоприятным фактором для золота. Для «внутренних» зеленокаменных поясов центральной части Карельского блока, которые маркируют «плечи» коллизионного орогена, перспективы обнаружения крупных золоторудных объектов невелики. Следует подчеркнуть, что именно здесь до настоящего времени проводился основной объем работ по поиску и разведке золота.

Для палеопротерозойского цикла тектонической эволюции наибольшие перспективы на золото имеет краевая ЮЗ часть Карельского блока, претерпевшие субдукционную и орогенную мезотермальную переработку в ходе эволюции смежного Свекофеннского орогена аккреционного типа. Во внутренней части Карельского блока рудогенерирующий потенциал палеопротерозойского ме-

зотермального процесса был, вероятно, значительно меньшим, поскольку его реализация происходила в условиях уже полностью консолидированной, остывшей и дегидратированной коры. Перспективы формирования мезотермальной золоторудной минерализации определялись здесь типом вмещающих пород. Преимущество имели ятулийские и людиковийские терригенные с углердистым веществом толщи, обогащенные флюидом и содержавшие первичные концентрации золота. Широко проявленная в архейских комплексах Карельского блока палеопротерозойская мезотермальная Au-рудная минерализация, по-видимому, образовалась при локальной ремобилизации ранее образованных золоторудных концентраций, на что указывают данные о полиэтапности золоторудной минерализации в архейских комплексах Карельской провинции (Самсонов и др., 2010).

The issue of gold prospects in the Karelian craton is under discussion for a long time and still remains open. Karelian block, being a classic Archean granite-greenstone terrain, is similar to the Superior Province of the Canadian Shield that is the leader in reserves and production of gold. The similarity of these two provinces completed their possible neighboring within the Neoarchean supercontinent Kenoria. However, gold prospective in the Karelian block revealed only a small reserves of gold. Possible reasons for the «poverty» of the Karelian block were previously considered from different positions. Our report will focus on assessing the prospects of gold in the Karelian block on the basis of the analysis of the tectonic evolution of the SW part of the Baltic Shield.

History of the Karelian continental block was associated with two tectonic cycles. Archean cycle (3.0–2.7 Ga) was responsible for the growth of the continental crust and was associated with the formation of granite-greenstone belts in environments of convergent plate boundaries. Paleoproterozoic cycle (2.5–1.7 Ga) was associated with intensive reworking of Neoarchean crust of the Karelian block.

Assessing the prospects for the detection of gold in the Archaean complexes of the Karelian block, we should pay an attention to the presence of «internal» and «external» greenstone belts that marks two different type of orogenes – collisional and accretional. It is generally accept that accretion-type orogenes, known as Turkic-style orogen, Cordilleran-style orogen or Large accretionary arc complex, are the most prospective for gold in Phanerozoic and Precambrian. It is suggest that the «external» greenstone belts of NE «accretion» side of the Karelian block, where Meso- and Neoarchean crust-forming processes were associated with sequential accretion of island arc terranes formed in the vast ocean basin, have potential for large-scale gold deposit prospecting. These belts are poorly-studied with respect to gold metallogeny, but secondary reserves Cu-Au-porphyry Lobash-1 and a small Au-quartz-sulfide Rybozerskoe mesothermal deposit are already known here. The presence of numerous Mo-porphyry occurrences and one large Mo-porphyry deposit Lobash in the system of «external» zones of the Karelian block is also notable. This indicates a relatively small erosion of Archean granite-greenstone belts of this part of the Karelian block, which is also a positive factor for gold prospective. For the «internal» greenstone belts of the central part of the Karelian block that mark the «shoulders» collisional orogen, the prospects of finding large gold objects are small. It should be noted that the bulk of prospecting and exploration for gold previously held in the central part of the Karelian block.

For the Paleoproterozoic cycle the SW margin of the Karelian block that undergone subduction and orogenic mesothermal overprinting during the evolution of the adjacent Svecofennian accretional orogen has main prospects for gold. In the inner part of the Karelian block ore-forming potential of the Paleoproterozoic mesothermal processes is far below probably because it realized in completely consolidated, dehydrated and cooled crust. Prospects for the mesothermal gold mineralization here depend on type of host rock. The Yatulian and Ludicovian clastic sediments with organic-rich fluid and initial concentrations of gold had an advantage. The Paleoproterozoic mesothermal Au-mineralization that is widespread in the Archaean complexes of the Karelian block is a result of local remobilization of primary (Archaean) gold, as indicated by data on multistage gold mineralization in the Archean complexes of the Karelian Province.

Литература

1. Holttä P., Balagansky V., Garde A.A., et al. Archean of Greenland and Fennoscandia // Episodes. 2008. V. 31. № 1. P. 13–19.

2. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K., et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 155. P. 57–74.
3. Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V., et al. 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction zone ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia // T. Kusky (Ed), *Precambrian ophiolites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, 2004. P. 424–486.
4. Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V., et al. The relationship between adakitic and calc-alkaline volcanic rocks and TTGs in the Karelian greenstone belts // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 83–106
5. Kovalenko A., Clemens J.D., Savatenkov V. Petrogenetic constraints for the genesis of Archaean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 147–160
6. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // *Петрология*. 2007. Т. 15. № 6. С. 590–612.
7. Moores E.M., Twiss R.J. *Tectonics*. // New York: W.H. Freeman and Company. 1995. 415 p.
8. Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука. 1987. 266 с.
9. Иващенко В.И., Голубев А.И. Колчеданное оруденение – перспективная базовая золоторудная формация Карельского кратона // *Труды Карельского научного центра РАН*. 2009. Выпуск 12. Петрозаводск. С. 5–11
10. Eilu P., Sorjonen-Ward P., Nurmi P., Niiranen T. A review of gold mineralization styles in Finland // *Economic Geology*. 2003. V. 98. P. 1329–1353.
11. *Геология и полезные ископаемые России*. Т.1 Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России // Б.В. Петров и В.П. Криков (ред.). Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ. 2006. 522 с.
12. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А., Шатагин К.Н. Изотопно-геохронологические свидетельства палеопротерозойского золотого рудогенеза в архейских зеленокаменных поясах Карельского блока // *Геология рудных месторождений*. 2013. № 5. (в печати).
13. Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B., et al. Paleoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian craton: petrology, geochronology and tectonic setting // *J. Petrology*. 2013 (in press).
14. Puchtel, I. S., Arndt, N. T., Hofmann, A. W., et al. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1998. 130. 134–153.
15. Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б. и др. Изотопная геохимия и геохронология палеопротерозойских метакимберлитов Кимозерского проявления (Центральная Карелия) // *Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопные системы и время геологических процессов»*. 2009. Санкт-Петербург: ИГГД РАН. Т. II. С. 158–161.
16. Corfu, F., Bayanova, T., Shchiptsov, V., Frantz, N. U-Pb ID-TIMS age of the Tikszerozero carbonatite: expression of 2.0 Ga alkaline magmatism in Karelia, Russia. *Central European Journal of Geosciences*. 2011. 3. 302–308.
17. Semenov V.S., Beljatsky B.V., Baltibaev S.K., et al. Fe-Ni-Cu sulfide and platinum mineralization in the Lukkulaivaara layered mafic intrusion (Northern Karelia, Russia) // *Intern. Platinum*. St-Petersburg, 1998, p.79–91.
18. Ахмедов А.М., Голубев А.И., Шурыгин В.Н. Геохимические аномалии благородных металлов в черных сланцах Салла-Куоляярвинского прогиба (Северная Карелия) // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. Вып. 3. 2001. С. 26–32.
19. *Минерально-сырьевая база Республики Карелия*. Книга 1. Горючие полезные ископаемые. Металлические полезные ископаемые. // Петрозаводск: Карелия, 2005. 280 с.
20. Дегтярев Н.К., Трофимов Н.Н. Геологическое строение и благороднометалльная минерализация северной части Шалозерского блока Бураковского плутона // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. Вып. 11. 2008. С. 188–202.
21. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И. и др. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. Вып. 10. 2007. С. 49–68.
22. Трофимов Н. Н., Антонова Т. А. Петрохимические характеристики пород и средневзвешенный состав Пудожгорского пластового интрузива // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. Вып. 12. 2009. С. 88–93.
23. Иващенко В.И., Ручьев А.М., Лавров О.Б. Эндогенная золоторудная система Суйстамского плутонического комплекса (Северное Приладожье) // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. 2004. Вып. 7. С. 127–146.
24. Kerrich R., Goldfarb R., Groves D., et al. The characteristics, origin, and geodynamic setting of supergiant gold metallogenic provinces // *Science in China*. 2000. Series D. V. 43. P. 1–68.

25. *Sengor A.M.C.* Plate tectonic and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective // *Earth Science Reviews*. 1990. V.27. P. 1–32.
26. *Murphy J.B., Nance R.D.* Mountain belts and the supercontinent cycles // *Scientific American*. 1992. V. 266. P. 84.
27. *Leahy K., Barnicoat A.C., Foster R.P., et al.* Geodynamic processes that control the global distribution of giant gold deposits // McDonald I., Boyce A.J., Butler I.B., Herrington R.J., Polya D.A. (eds). 2005. *Mineral Deposits and Earth Evolution*. Geological Society, London. Special Publications. V. 248. P. 119–132.
28. *Kerrick R., Wyman D.* Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: an association with accretionary tectonic regimes // *Geology*. 1990. V. 18. P. 882–885.
29. *Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Носова А.А., Ручьев А.М.* Проблемы возрастной позиции и генезиса золоторудной минерализации в архейских зеленокаменных поясах Карельского блока: опыт комплексных реконструкций // *RMS-DPI: E2–2011–10–0* [http1](http://rms-dpi.ru), 6 с.

ТИПОМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сафонов Ю.Г.

ИГЕМ РАН, Москва, safonov@igem.ru

TYPOMORPHISM OF PRECAMBRIAN GOLD DEPOSITS

Safonov Yu.G.

IGEM RAS, Moscow, safonov@igem.ru

Одной из основных причин существования радикально различающихся оценок потенциала золотоносности Фенноскандинавии является недостаточная разработанность представлений о типоморфизме золоторудных месторождений. В широко используемых аналоговых подходах при анализе золотоносности различных металлогенических таксонов не учитываются должным образом особенности процессов образования золоторудных месторождений в докембрии и фанерозое, а также в течении определенных по времени металлогенических эпох. Наиболее значимыми особенностями представляются те, которые связаны с распределением радиоактивных элементов (U, Th, K и др.) в первичных литосферных блоках. Влияние аномальных концентраций последних на процессы частичного плавления мантии, магматической дифференциации, на механизмы корово-мантийного взаимодействия и внутрикоровые процессы развития магматизма и метаморфизма обеспечивалось радиогенным теплом и радиоактивным излучением. Воздействие названных «радиогеологических явлений» (по В.И. Вернадскому) на минеральную среду в различных геодинамических обстановках мало изучено. Но известная металлогеническая специализация неоархейских-раннепротерозойских кратонов – Au, U, Fe± PGE, Co, Ni и разнообразие раннедокембрийских месторождений по минеральному составу, структуре, связям с интрузивами и породами различных фаций метаморфизма, отражают специфику условий образования золоторудных концентраций в этих кратонах. Не менее показательно массовое образование урановых месторождений типа несогласия, иногда с золотом, в среднепротерозойскую металлогеническую эпоху, проявившуюся практически на всех крупных щитах. Приуроченность к этой эпохе месторождения Олимпик Дэм и ряда мелких месторождений золота (+U) в кратоне Гаулер, вместе с выше приведенными данными отражают сложный ряд сопряженности процессов образования месторождений золота и урана. Ассоциации этих месторождений с месторождениями других металлов (Fe, Co, Ni, PGE, Pb-Zn, Cu и др.) также отражают металлогенические особенности определенных геоструктур (блоков) в пределах ураноносных мегаблоков с различными концентрациями радиоактивных элементов.

При общей сложности учета многофакторных зависимостей образования рудных месторождений, для докембрийских месторождений особое значение имеет понимание как металлогенической предистории литосферных блоков – геоструктур, так и степени консервации минерального вещества, его преобразования в пострудную историю. Представляются несомненными первичные различия по потенциалу золотоносности докембрийских кратонов. Архейские среди них выделяются как имеющие наибольший потенциал. Это отражено в уникальных концентра-

циях золота в бассейне Витватерсранд, а также в локализации многочисленных золоторудных месторождений на Канадском и Бразильском щитах, в блоке Ийлгарн (Австралия) и в Дарварском кратоне (Индия). Начальный этап образования золоторудных концентраций приходится на период ~ 3–2,5 млрд лет, в котором максимум соответствует ~ 2,8–2,6 млрд лет. Уран-золотоносные рифы Витватерсранда рассматриваются автором как серия золоторудных месторождений, образованных при развитии конседиментационных гидротермальных процессов, периодически проявлявшихся в интервале времени 3–2,7 млрд лет. Рудообразующие системы контролировались краевыми и внутриформационными разломами. Самыми молодыми образованиями здесь являются золоторудные тела рифа Блэк (~2,5 млрд лет), редко встречающихся среди углеродистых кварцитов. Неоархейские зеленокаменные пояса рассматриваются большинством исследователей как рифтогенные образования. Они характеризуются широким спектром золоторудных месторождений, различающихся по минералого-геохимическим и геолого-структурным особенностям, при практическом отсутствии подобия, как между зеленокаменными поясами, так и их блоками. Эту черту металлогенической автономии зеленокаменных поясов можно иллюстрировать своеобразием крупнейших месторождений: Калгурли (Австралия), Хемло, Керкленд Лейк, Керр Аддисон, Ред Лейк, Мак Интайр (Канада), Колар и Хатти (Индия). Как правило, эти месторождения характеризуются пространственными связями с малыми интрузивами (сиениты, фельзиты, гранодиориты) и дайками ультраосновного-субщелочного состава. Возраст 2,5–2,4 млрд лет имеют золоторудные месторождения в зеленокаменных поясах Бразильского и Индийского щитов, что отличает их от Канадского и Австралийского (2,7–2,6 млрд лет). Примечательно подобие названных щитов в цикличности развития золоторудной и урановой минерализации: месторождения урана типа несогласия развивались в среднем протерозое (1,6–1,4 млрд лет назад), тогда как ураноносные граниты формировались до зеленокаменных поясов, синхронно с ними, а также позже (~ 1,8 млрд лет), но до образования месторождений несогласия. Поздние граниты представлены в Северной Австралии, где получили развитие специфические золоторудные месторождения в железистой формации (районы Теннант Крик-Тэфлер). Эти месторождения типа TAG («термальные аномалии») рассматриваются как связанные с локальными флюидными системами, сопровождающими становление «горячих гранитов». Месторождения в данном районе, в основном, мелкие, единичные – средние и одно – крупное (~ 200 т). Геохимическая специализация неоархейских-раннепротерозойских кратонов – U, Au, +Fe позволяет предполагать, что высокая продуктивность золотоносных рудообразующих систем определялась влиянием радиогенного тепла и радиоактивного излучения на процессы частичного плавления мантии, магматической дифференциации и формирования газонасыщенных флюидных потоков, включая концентрацию в них золота. Отражение этих процессов можно видеть в средне-протерозойских золото-урановых месторождениях типа несогласия (Джабилука, Коронейшн Хил), а также в известном месторождении Олимпик Дэм (1,2 тыс. т – Au, 2,5 млн т- U_3O_8 >20 млн т -Cu). В систематике урановых месторождений последнее характеризуется как «тип брекчий».

Повышенное внимание к золото-урановым соотношениям на докембрийских кратонах объясняется тем, что такая геохимическая специализация этих геоструктур остается не раскрытой в генетическом отношении, хотя и известна давно. Накопленные данные позволяют полагать, что первичные золотоносные литосферные блоки различались по уровням накопления радиоактивных элементов и, соответственно, по степени и механизмам корово-мантийного взаимодействия. Индикаторами таких различий служат геологическая позиция месторождений, их минералого-геохимические характеристики, прежде всего продуктивные и сопутствующие минеральные ассоциации, включая предрудные и сорудные метасоматиты, соотношение в них халькофильных и сидерофильных элементов. Предварительный анализ такой информации по известным докембрийским месторождениям показывает, что значимая типизация должна быть дифференцированной для указанных металлогенических эпох и разновозрастных кратонов. Балтийский щит среди них не имеет прямых аналогов, но для составляющих его блоков черты сходства геодинамического развития с геоструктурами такого же масштабного ранга имеются. Соответственно проявляется и металлогеническое подобие. Так примечательным фактом является развитие среднепротерозойской золоторудной и урановой минерализации в Карельском блоке. Такой же специализацией эта эпоха характеризуется на Украинском щите, но она не увязывается с коллизионными геодинамическими обстановками, реконст-

рируемыми некоторыми исследователями для Карельского блока. Следует отметить своеобразие восточной части Фенноскандии по интенсивному развитию золото-арсенопиритовой минерализации, представленной и в наиболее крупном на настоящее время месторождении золота в регионе – Суурикуусикко. Подобной специализацией характеризуется месторождение Ашанти (Гана), а также, в меньшей мере, некоторые позднеархейские месторождения пояса Абитибби, на которых представлены полиминеральные продуктивные ассоциации, содержащие арсенопирит. В Карельской части региона известна золото-кварцевая минерализация, изучавшаяся автором на месторождении Майское. По основной рудной минерализации это месторождение, в определенной мере, сходно с месторождением Колар, также изучавшимся автором. Известность Колара (800 т Au) определяется глубинным диапазоном залегания жильного золотоносного кварца до 3200 м. Здесь проявляется определенная зональность в развитии рудной минерализации в основной зоне Чемпион риф: мало-сульфидной (+шеелит) в верхней части до убого сульфидной на глубинных горизонтах с падением содержаний золота от 30–40 г/т (среднее) до 3–4 г/т и одновременным изменением мощности тела (пм – п*10 см). Главное отличие месторождения Майское – приуроченность линзовидных золото-кварцевых тел к слабо развитому разлому на общем фоне массивных базальтоидов, измененных в приразломной ограниченной по мощности зоне. Тип околорудных метасоматитов – гумбеитовый, тогда как на месторождении Колар представлены мощные зоны биотитизации, а на глубоких горизонтах и околоскварцевые тонкие (мм) зоны диопсида. Пример месторождения Колар иллюстрирует глубинный интервал развития гипотермальной золоторудной минерализации, по восстанию сменяющейся мезотермальной (биотит+альбит, хлорит). Эрозионный срез месторождения оценивается в сотни метров, главным образом, на основании прослеживаемых в пределах всего рудного интервала даек долеритов, и подсечений на средних горизонтах полого залегающих пегматитов, пересекающих рудную зону. Месторождение Майское относится к группе мезотермальных, тогда как Колар остается одним из немногих представителей гипотермальных месторождений золота, включаемых Д. Гровсом и др. в категорию орогенных. Содержание этой классификационной группы докембрийских золоторудных месторождений требует глубокой ревизии. Целевых исследований требуют объекты, рассматриваемые как метаморфизованные эпитеермальные образования. Отдельные направления исследований типоморфизма докембрийских месторождений составляют не только древние золотоносные «конгломераты», но также редко встречающиеся колчеданные месторождения и «железо-оксидные медно-золотые». Примеры месторождений Норанда (Au-Cu) и Ла Ронде Пена (Pb-Zn-Au) в поясе Абитибби отражают специфику вулканогенного рудообразования в докембрии. Fe-Cu-Au + U ассоциации в разномасштабных металлогенических таксонах (месторождение-район-провинция) заслуживают самого тщательного исследования. Имеющиеся данные по докембрийскому золоту Фенноскандинавии показывают значимость разграничения разноразмерных золоторудных концентраций (крупные-мелкие месторождения, рудопроявления) по генетическим характеристикам и оценкам эродированности локальных золотоносных площадей.

Приведенная ограниченная информация показывает, что, наряду с общей типизацией золоторудных месторождений докембрия, необходимо выявлять их типоморфные характеристики в определенных геоструктурах кратонов, сходных по истории развития. В этой ситуации применение аналоговых подходов к прогнозным оценкам будет более эффективным, особенно в геоструктурах, характеризующихся широким распространением проявлений золоторудной минерализации. Представления о металлогенической автономии определенных блоков-геоструктур древних кратонов уже отражены в некоторых работах по металлогении Фенноскандинавии и заслуживают активного развития. Конкретные разработки представлений о типоморфизме докембрийских золоторудных месторождений должны, при этом, увязываться с дальнейшим изучением локальных геодинамических условий – обстановок рудообразования, с учетом металлогенической специализации определенных геодинамических режимов, особенно мантийных плюмов и их коровых производных.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 13-05-00084, Программы ОНЗ.

Among the main factors accounting for the wide variety of Fenno-Scandinavian gold resource estimates is the insufficiently elaborate concept of the typomorphism of gold deposits. The conventional analog approach to analyzing the gold potential of a certain metallogenic taxon does

not make proper allowances for the specific features of gold ore emplacement during the Precambrian and Phanerozoic or during certain metallogenic epochs. Apparently the most significant features are those related to the distribution of radioactive elements (U, Th, K etc.) in primary lithospheric blocks. The effect of anomalous concentrations of such elements upon the processes of partial melting in the mantle, magma differentiation, crust-mantle interaction mechanisms and the processes of crustal magmatism and metamorphism is provided by radiogenic heat and radiation. The effect of such «radiogeological phenomena» (according to V.I. Vernadsky) upon mineral substances in different geodynamic settings has not been studied in detail. However, the known metallogenic specialization of the Neoarchean-Paleoproterozoic cratons – Au, U, Fe ± PGE, Co, Ni and the diversity of Early Precambrian ore deposits in terms of mineral composition, structure, relationship with intrusions and various metamorphic facies reflect the specific conditions of primary gold ore emplacement in these cratons. Likewise worthy of notice is the wide development of unconformity-type uranium deposits, sometimes with gold, during the Mesoproterozoic metallogenic epoch, established in virtually all large shields. The fact that the Olympic Dam and a series of minor gold (±U) deposits in the Gawler Craton belong to this epoch as well as the facts mentioned above reflect a complex relationship between gold and uranium ore emplacement processes. The association of Au-U deposits with other metal deposits (Fe, Co, Ni, PGE, Pb-Zn, Cu etc.) also reflects the metallogenic features of certain geostructures (blocks) within uraniferous megablocks with varying radioactive element concentrations. These postulates are substantiated in this report with reference to ore deposits of Australia, India and Witwatersrand. It is demonstrated that, along with the general typization of Precambrian gold deposits, it is necessary to identify the typomorphic characteristics of ore deposits in certain cratonic geostructures with similar evolution histories. In this situation, the analog approach to forecast estimates seems more efficient, particularly in geostructures with widely developed gold mineralization. The concept of the metallogenic autonomy of certain geostructural blocks of ancient cratons has already been pronounced in some publications on the metallogeny of Fenno-Scandinavia and is worthy of further investigation. Explicit formulation of the concept of the typomorphism of Precambrian gold deposits should also be tied in with further studies of ore emplacement geodynamics and the metallogeny of certain geodynamic settings, mantle plumes and their crustal derivatives in particular. Equally important is the recognition of the general trends of the postore evolution of ore-bearing blocks—the extent of conservation of ore deposits, their erosion, primary ore transformation within certain domains as a result of orogenic or igneous events and later exogenic processes.

ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА ЮЖНОГО УРАЛА

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е.

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, seravkin@ufaras.ru

ENDOGENOUS GOLD METALLOGENY OF THE SOUTHERN URALS REGION

Seravkin I.B. & Znamensky S.E.

IG, Ufa Science Centre, RAS, Ufa, seravkin@ufaras.ru

При классификации золоторудных месторождений отечественные исследователи в последнее время используют рудноформационный подход, включающий состав рудных ассоциаций и геологические условия их формирования, выраженные в наборах рудовмещающих пород и особенностях их структуры [15, 12, 4]. Учитываются также формы локализации золоторудных ассоциаций (вкрапленная, прожилковая, штокверковая, жильная) и физико-химические условия их образования (гипо-, мезо- и эпипермальные). Поскольку общепринятой систематики не разработано, различные авторы отдают предпочтение тому или другому из классификационных критериев. Кроме того, предприняты попытки систематизации золоторудных месторождений на геодинамической основе [5].

На Урале, во всех его зонах и на всем протяжении от Полярного Урала до Мугоджар, широко распространены золоторудные и золотосодержащие месторождения (более 600) всех известных

генетических типов: гидротермальные магматогенные и без видимой связи с магматическими телами, гидротермально-метаморфогенные, скарновые, золото-молибден-медно-порфировые и полигенные – полихронные. Весьма разнообразны и входящие в эти типы золоторудные формации, среди которых преобладают традиционные гипо – мезотермальные золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-полисульфидно-кварцевая, менее распространенные мезо-эпитептермальные золото-теллуридно-кварцевая и золото-антимонит-киноварь-арсенопирит-карбонатная [11]. Известны и нетрадиционные для Урала типы золотооруденения: палладисто-золото-фукситовый – рудопроявление Чудное [6] и золотоносных конгломератов – рудопроявление Нестеровское и другие [7], обнаруженные на Приполярном Урале. Изучены окolorудные изменения, сопровождающие золоторудные проявления. Выделены следующие метасоматические формации: аргиллизитовая, гидротермальных кварцитов, березит-лиственитовая, кварц-серицитовых метасоматитов, эйситовая, гумбитовая, тальк-(хлорит)– карбонатных метасоматитов, хлоритовых метасоматитов, скарнов, хлограпитовая, антигоритовых серпентинитов, пропилитовая [10]. Золоторудные объекты сгруппированы по геодинамическим обстановкам, представляющим: 1 – континентальный рифтогенез, 2 – океанический спрединг, 3 – островные дуги, 4 – активную континентальную окраину, 5 – главный коллизийный шов, 6 – пассивную окраину континента [11, 5]. По данным авторов, как показано ниже, геодинамическая позиция ряда месторождений, отнесенных к обстановкам океанического спрединга (Золотая гора) и островодужной (Ильинское рудное поле), дискуссионна.

На Южном Урале собственно золоторудные месторождения распространены как в палеоконтинентальной (Башкирское поднятие), так и в палеоокеанической (Магнитогорская и Восточная мегазоны) провинциях. В Восточной мегазоне они образуют золоторудный пояс, совпадающий с «главной гранитной осью» Урала [13]. Месторождения золота восточного склона Южного Урала были систематизированы С.Е. Знаменским [2], выделившим 3 геолого-генетические группы месторождений: I – Гидротермально-метаморфогенные в альпинотипных гипербазитах, II – Гидротермальные, связанные с вулканоплутоническими и интрузивными комплексами, и III – Полигенно-полихронные в вулканогенно-осадочных и углеродисто-терригенно-карбонатных комплексах. Если подразделить III тип, выделив месторождения в черносланцевых формациях в самостоятельный IV тип, то эта классификация может представлять золоторудные месторождения всех основных зон Южного Урала. Их золотоносность (с 3 на В) рассмотрена ниже.

В Башкирском мегантиклинории Центрально-Уральской мегазоны среди отложений раннего (R_1) и среднего (R_2) рифея распространены углеродистые отложения, обладающие повышенной золотоносностью. Наиболее интенсивно среди отложений R_1 углеродистые отложения развиты в верхах большеинзерской (R_1 bin), в средних горизонтах суранской (R_1 sr) и низах юшинской (R_1 jš) свит. В отложениях R_2 черносланцевые породы наибольшим развитием пользуются в низах и верхах зигазино-комаровской (R_2 zk) свиты, где средние содержания Au составляют (по 21 пробе) 0,29г/т [14]. В сульфидизированных углеродистых отложениях, контролируясь зонами региональных разломов и локальных разрывно-сладчатых нарушений, локализованы золоторудные рудопроявления, наиболее многочисленные в Авзянском золоторудном районе (Горный прииск, Калашникова жила, Богряшка, Улюк-Бар и др.) [9, 11, 14]. Рудопроявление **Горный прииск**, по данным [14], принадлежит к Au-кварц-сульфидной формации, локализовано в синклинальной структуре, выполненной песчано-сланцевыми углеродистыми отложениями зигазино-комаровской свиты, контролируется разломами ССЗ и субширотного простирания в висячем крыле Караташского надвига. Руды представлены кварцевыми жилами с сульфидами и кварц-сульфидным штокверком, имеющим в целом стратифицированное размещение. Рудопроявление Улюк-Бар Au-кварцевой формации расположено в зоне Караташского разлома среди отложений большеинзерской свиты, смятых в подобные складки. Представлено серией золотосодержащих кварцевых жил, локализованных среди песчаников в контакте с углеродистыми сланцами. Представителем золото-джаспероидного типа оруденения является Западно-Акташское рудопроявление, локализованное также в висячем крыле Караташского разлома среди терригенно-карбонатных отложений авзянской свиты (R_2 av) [9]. Всеми исследователями признается полигенный осадочно-диагенетический – гидротермально-метаморфогенный тип золоторудных проявлений Башкирского поднятия. Особый тип представляют золоторудные проявления в конгломератах машакской свиты (R_2 mš), выявленные в Шатакском грабене [1]. Платино-золото-железоокисная минерализация локализована в цементе конгломератов.

Главный Уральский разлом (ГУР), представляющий зону серпентинитового меланжа с блоками и пластинами палеоокеанической (O-S) и палеоостроводужной (D_{1-2}) коры, местами перекрытыми отложениями D_3-C_1 , содержит золоторудные месторождения различных рудноформационных типов, среди которых главные – золото-родингитовый, золото-сульфидный и золото-сульфидно-кварцевый. Золото-родингитовое (золото-хлограпитовое, по [11]) месторождение **Золотая Гора** залегает в серпентинитах Карабашского массива [11, 2]. Родингитовые жилы секут интенсивно смятые в антиформу серпентиниты, медистое золото концентрируется преимущественно в поздних прожилках диопсида с гранатом, кальцитом, хлоритом и магнетитом. По данным С.Е.Знаменского, структурные соотношения родингитовых жил и сопутствующего им золотооруднения с серпентинитами свидетельствуют о формировании месторождения в коллизионную эпоху, что подтверждается данными В.В.Мурзина по Sm-Nd возрасту родингитов ($369 \pm 8,8$ Ma). Миндякское, Сиратурское золото-сульфидные вкрапленные и золото-сульфидно-кварцевые месторождения (Большой и Малый Каран и др.), парагенетически связанные с малыми интрузиями, расположены в западной части Учалинского рудного района. По данным С.Е.Знаменского [2] и совместным работам авторов, **Миндякское** месторождение приурочено к антиформе, образованной толщей «базальтов» (D_2) и тектоническими пластинами карбонатного олистострома (C_{1t-v}), меланжированных ультрабазитов и габбро, полимиктового олистострома с олистолитами диабазов (O), а также вулканогенно-осадочными, кремнистыми и карбонатными породами (D_3-C_1). Рудоносная антиформа нарушена надвиговыми и сдвиговыми разломами. Золотрудная минерализация сосредоточена в узлах пересечения поздних сдвиговых нарушений в пределах диабазового олистострома. Выделено 5 линзообразных рудных тел размерами по простиранию и падению от 56 до 380 м. Месторождение отработано, добыто около 33 т золота.

Магнитогорская мегазона – область развития островодужных комплексов (D_{1-2}) – вмещает в основном мелкие месторождения золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формаций, а также золото-порфировые месторождения. Наиболее значительные из них – месторождения Ильинского рудного поля – **Муртыкты** и Ик-Давлят [2] – залегают в зоне Тунгатаровского разлома, в северном замыкании Магнитогорской мегазоны. Вмещающие породы – интенсивно деформированные отложения базальт-риолитовой фации (D_2), представленные существенно вулканогенно-осадочными фациями. Выделяется гидротермально-осадочная пиритовая минерализация, сингенетичная вмещающим породам, и золото-полиметаллическое продуктивное оруднение, контролируемое разрывными нарушениями коллизионного этапа. Многочисленные мелкие жильно-штокерковые и жильные месторождения золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций (Туканское, Алтын-Таш и др.) парагенетически связаны с позднепалеозойскими комплексами малых интрузий и даек габброидов и сиенитов, имеющих геохимическую специализацию на золото. Встречаются и полигенно-полихронные объекты, такие как Куросанское рудное поле в Восточно-Магнитогорской зоне, объединяющее раннее барит-пиритовое, более позднее скарновое и продуктивное золото-полиметаллическое оруднение. В последнее время Т.Н.Суриным здесь установлена также золото-серебряно-адуляр-кварцевая минерализация. Жильная золото-кварцевая формация проявлена на ряде интрузивных массивов (Верхнеуральском габбро-сиенитовом, D_3 и др.). На последнем из них золотоносные жилы сочетаются с Cu-Mo-порфировым оруднением. Собственно Au-порфировое месторождение Юбилейное расположено на юге Западно-Мугоджарской зоны, где приурочено к эндо- и экзоконтактам штока адамеллит-порфиров. Руды представлены Cu-Au-кварцевым штокерком.

Таким образом, в вулканогенной Магнитогорской мегазоне Au-рудная минерализация различных типов связана отчасти с вулканогенными формациями, но продуктивное золотооруднение имеет более позднее, коллизионное происхождение (C-P).

Восточная мегазона представляет собой коллаж микроконтинентов с докембрийским фундаментом, фрагментов офиолитовых и островодужных комплексов ($O_2?-S-D_2$), перекрытых андезитовидными вулканоплутоническими поясами (D_3-C_1) и осадочными породами (C_{1-2}). В мегазоне распространены раннеколлизионные тоналит-гранодиоритовые массивы (C_{1-2}) и плутоны палингенных гранитов (P), с которыми связаны многочисленные Au-рудные проявления. Преобладают месторождения золото-полисульфидно-кварцевой формации (Кочкарь, Новотроицкое, Айдерлинское, Джетыгара, Синий Шихан и др.), среди которых известны крупные объекты (Кочкарь). Они пространственно связаны с массивами тоналит-гранодиоритовой формации и в особенности с более поздними дайками гранитоидов и лампрофиров. Наряду с ними развиты золото-сульфидные (Тохтаровское рудное поле – в зоне Тобольского разлома, Кировское-2 – в грабене Восточно-Уральского поднятия) и полиформационные месторожде-

ния с совмещением Au-сульфидной и Au-кварцевой минерализации в зонах смятия (Кумакская группа, Светлинское). Встречаются также месторождения Au-антигоритовой (Кировское-1), Au-порфировой (Березняковское, Еленовское) и Au-редкометальной кварц-молибденитовой (Восток), Mo-W грейзеновой (Пороховское) и Au-шеелитовой рудных формаций. Au-редкометальные проявления связаны с позднепалеозойскими гранитами.

Кочкарское месторождение расположено в Пластовском массиве плагиогранитов (D_3-C_1), прорванном многочисленными дайками лампрофиров, преобразованными в «табашки» (биотит+амфибол+полевые шпаты+эпидот+кварц+карбонат). В «табашках» и их зальбандах залегают золотоносные кварцевые жилы с сульфидами (5–7%). Те и другие контролируются дуплексами растяжения в сдвиговых зонах СВ простирания [3].

Размещение различных типов золоторудных месторождений на Южном Урале подчеркивает тектоно-магматическую зональность региона, сформированную в течение полного цикла Вильсона [8]. С 3 на В месторождения пассивной континентальной окраины осадочно-диагенетического – гидротермально-метаморфогенного типа сменяются в палеовулканической зоне океанического сектора полигенными тектоногенно-гидротермальными месторождениями, отчасти связанными с дайками и малыми интрузиями габброидов и сиенитов и далее, в области активной окраины – разнообразными типами месторождений с преобладанием магматогенно-гидротермальных типов. Параллельно возрастают количество и объёмы золоторудных проявлений, от рудопроявлений и мелких месторождений до крупных по запасам Au объектов.

There are examined the gold deposits of different zones in the Southern Urals such as (1) Bashkiria meganticlinorium, (2) Main Uralian Fault, (3) Magnitogorsk megazone, (4) East megazone. From west to east, starting from the passive continental margin (1), sedimentary – diagenetic hydrothermal – metamorphogenic deposits are replaced in suture (2) and volcanogenic (3) zones by polygenetic hydrothermal deposits sometimes caused by small intrusions of gabbroid and syenite, and further, in the place of granitoid developing on the active continental margin (4), by various deposits of a hydrothermal magmagenic type. There are given the examples of deposits typical for the mentioned zones as Gornyi Priisk (1), Zolotaya Gora, Mindyak (2), Murtykty (3), Kochkar (4).

Литература

1. *Высоцкий И.В., Меньшиков В.Г., Ковалев С.Г.* Новый тип благороднометальной минерализации в терригенных породах Шатакского грабена // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Материалы научной конференции (IX Чтения А.Н.Заварицкого). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 159–162.
2. *Знаменский С.Е.* Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.
3. *Знаменский С.Е., Серавкин И.Б.* «Структурная ловушка» золоторудного месторождения Кочкар (Южный Урал) // Доклады АН, 2005. Том 403. № 6. С. 788–791.
4. *Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф.* Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 272 с.
5. *Коротеев В.А., Сазонов В.Н.* Геодинамика, рудогенез, прогноз (на примере Урала): Научное издание. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2005. 259 с.
6. *Озеров В.С.* К вопросу о генезисе рудопроявления золота Чудное (Приполярный Урал) // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Материалы Всерос. Конф. (17–19 февраля 1998 г., г. Сыктывкар). Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 16–18.
7. *Попов М.Я.* Геолого-промышленные типы и прогнозная оценка золота территории Республики Коми // Там же. С. 10–12.
8. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
9. *Рыкус М.В.* Золотоносность докембрийских осадочных толщ западного склона Южного Урала / Препринт, Уфа, ИГ УНЦ РАН, 1995. 45 с.
10. *Сазонов В.Н.* Золоторудные формации Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 72 с.
11. *Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А.* Месторождения золота Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1999. 570 с.

12. Сафонов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространённость – геолого-генетические типы – продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений, 1997. Т. 39. № 1. С. 25–40.
13. Серавкин И.Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: АН РБ, Гилем, 2010. 281 с.
14. Сначев А.В., Сначев В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 2012. 280 с.
15. Фогельман Н.А., Константинов М.М., Курбанов Н.К. Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поисков // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 31–41.

ОСОБЕННОСТИ НЕЙТРОНО АКТИВАЦИОННОГО АНАЛИЗА ПЛАТИНЫ И РЗЭ В ГРАФИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОДАХ

Сушков П.А., Зиновьев В.Г., Митропольский И.А., Окунев И.С., Шуляк Г.И.

ФГБУ Петербургский институт ядерной физики им. Б.П.Константинова Национальный исследовательский центр
«Курчатовский институт» ПИЯФ КНЦ (Гатчина), mitrplsk@pnpi.spb.ru, roman@pnpi.spb.ru

NEUTRON-ACTIVATION ANALYSIS OF PLATINUM, REE AND GOLD FROM MAKSOVITES

Sushkov P.A., Zinoviev V.G., Mitropolsky I.A., Okunev I.S., Shuliak G.I.

National Research Centre «Kurchatov Institute» B.P.Konstantinov Petersburg Nuclear Physics Institute, mitrplsk@pnpi.spb.ru,
roman@pnpi.spb.ru

Содержание платиновых металлов в земной коре (кларк) оценивается на уровне 10^{-8} – 10^{-11} для палладия и 10^{-8} – 10^{-13} для остальных платиновых металлов. Минералы платины и палладия преимущественно вкраплены в основные рудообразующие сульфидные минералы меди, никеля, железа – халькопирит, пентландит, пирротин и др. Таким образом, платиновые металлы являются не только редкими, но и рассеянными элементами. Химические методы анализа содержания платины в породе сложны и трудоемки. В ПИЯФ РАН разработаны неразрушающие ядернофизические методы (ЯФМ) количественного элементного анализа состава вещества, в частности инструментальный нейтронно – активационный анализ ИНАА (1–3). Образцы весом от 10 до 200 мг и мониторы нейтронного потока (обычно стандарты состава вещества) запаиваются в ампулы из сверхчистого кварца и облучаются в нейтронном потоке $5 \cdot 10^{13}$ н/см²с в течение от нескольких часов до нескольких дней. Спектры гамма-лучей измеряются с помощью полупроводникового планарного детектора из сверхчистого германия GPL 32355/10P фирмы «ORTEC» в энергетическом диапазоне 40–1800 кэВ с разрешением 0.7 кэВ при энергии 122 кэВ. Анализ спектров проводился по комплексу программ разработанных в ПИЯФ. Чувствительность ИНАА представлена в табл. 1. Достоинством метода ИНАА, который является неразрушающим и фактически не требует предварительной пробоподготовки, является так же возможность наиболее полного комплексного изучения содержания редких земель пробы одновременно с измерением золота и платины.

Таблица 1

**Estimated Detection limits for INAA using decay gamma rays.
Assuming irradiation in a reactor neutron flux of $1 \times 10^{13} \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$.**
(http://archaeometry.missouri.edu/naa_overview.html)

Sensitivity (picograms)	Elements
1	Dy, Eu
1–10	In, Lu, Mn
10–100	Au, Ho, Ir, Re, Sm, W
100–1E3	Ag, Ar, As, Br, Cl, Co, Cs, Cu, Er, Ga, Hf, I, La, Sb, Sc, Se, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, Yb
1E3–1E4	Al, Ba, Cd, Ce, Cr, Hg, Kr, Gd, Ge, Mo, Na, Nd, Ni, Os, Pd, Rb, Rh, Ru, Sr, Te, Zn, Zr
1E4–1E5	Bi, Ca, K, Mg, P, Pt, Si, Sn, Ti, Tl, Xe, Y
1E5–1E6	F, Fe, Nb, Ne
1E7	Pb, S

Точность определения содержания платины в породе, как правило на два – три порядка меньше, чем точность определения золота. Анализ активированной нейтронами платины весьма сложен: природная платина содержит 6 изотопов (четыре стабильных ^{194}Pt (32,9%), ^{195}Pt (33,8%), ^{196}Pt (25,2%), ^{198}Pt (7,2%) и два радиоактивных- ^{190}Pt (0,013%, $6,9 \cdot 10^{11}$ лет), ^{192}Pt (0,78%, 10^{15} лет); сечение активации основных изотопов сравнительно невелико – поперечное сечение захвата тепловых нейтронов для природной смеси изотопов 8,8 барн ; периоды полураспада малы. При анализе активационных спектров по методу ИНАА оказалось, что для измерений платины лучше всего подходит распад изотопа ^{199}Pt от нейтронного захвата на изотопе ^{198}Pt (7,2%) по цепочке: $^{199}\text{Pt} \rightarrow ^{199}\text{Au} \rightarrow ^{199}\text{Hg}$, с периодом полураспада – 3.13 дня, схема распада и спектры представлены на (рис. 1–3).

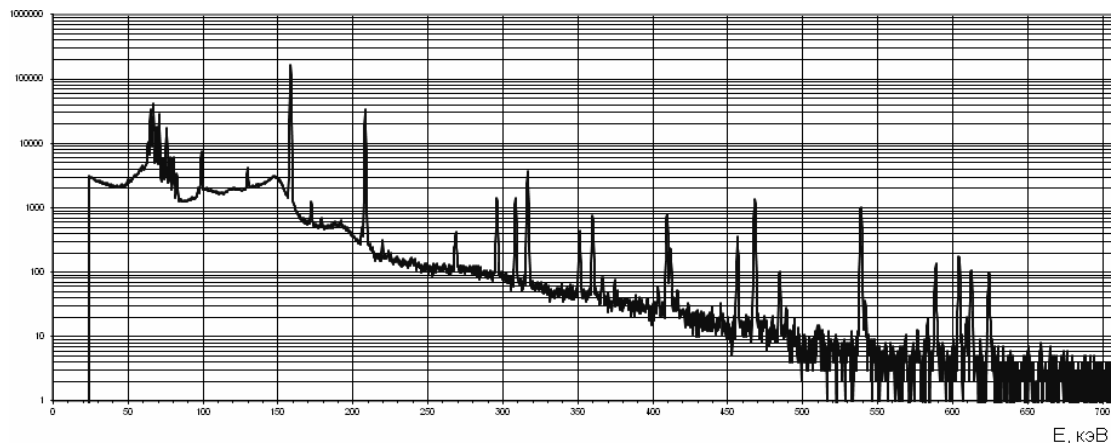


Рис. 1. Гамма спектр распада естественной платины через несколько суток после облучения

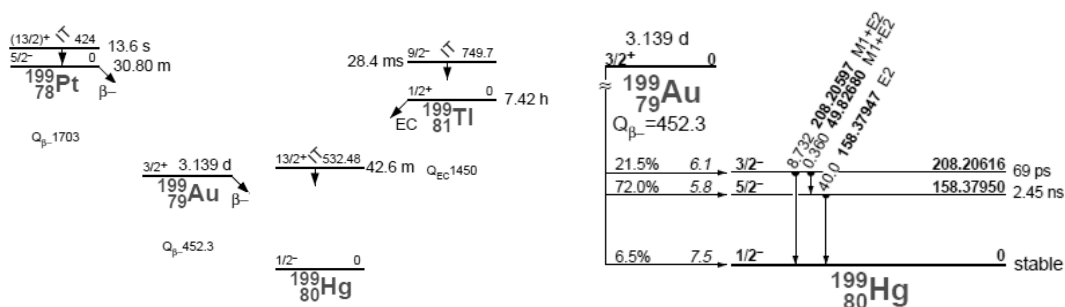


Рис. 2. Схемы распада изотопа ^{199}Pt

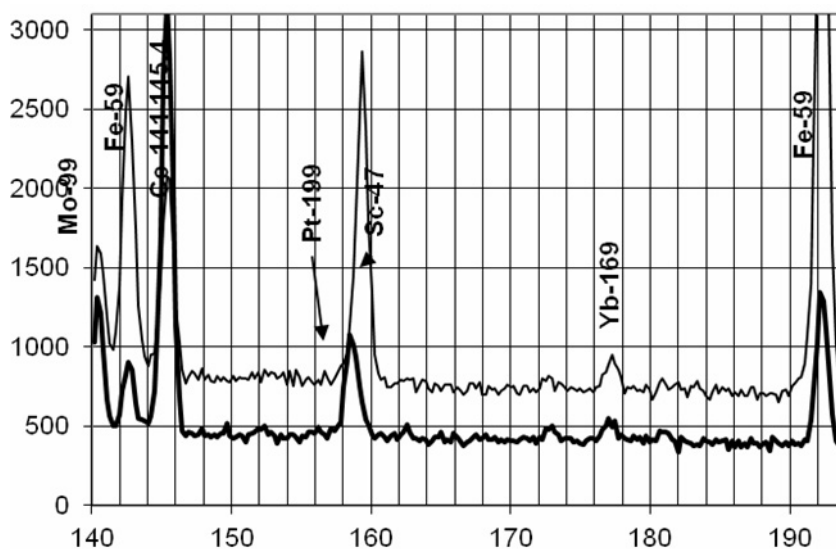


Рис. 3. Спектр наложений платины и фона

Таблица 2

Содержание Pt и Au максовитах

C,%, Pt	образец	C,%, Au
1,82E-07	433	
1,68E-07	345 графитовый сланец – Малое Янисъярви	8,77E-06
	вт14 максовитовая инъекция – Тетюгино	2,40E-06
	вт15 максовитовая инъекция – Тетюгино	1,69E-06
	МДК максовит, много пирита – Максово	1,40E-06
	м1 максовит – Максово	1,14E-06
2,60E-07	ML максовит – Лебящина	5,09E-06
8,19E-07	p125/1 максовит – Березовец	1,05E-06
2,60E-07	p126/10 максовитовая жила – Гаржемский наволок	
	p1210 антраксолит – Чеболакша	2,15E-06
	p1210/1 антраксолит – Чеболакша	1,00E-06
5,64E-07	p1211/2 максовит – Илем-ручей	2,74E-06

Анализ проводился по линии – 158.4 KeV 199Hg. Основным источником фона оказался изотоп 47Ti, полученный от цепочки распада – (46Ca + нейтронный захват) 47Ca – 47Sc – 47Ti, после нейтронной активации кальция, в природе кальций представлен в виде смеси шести изотопов: 40Ca (96,97 %), 42Ca (0,64 %), 43Ca (0,145 %), 44Ca (2,06 %), 46Ca (0,0033 %) и 48Ca (0,185 %). Не смотря на крайне малое содержание изотопа 46Ca в естественной смеси, он является определяющим фоновым элементом при анализе содержания платины. Следует отметить, что наличие природного скандия вклада в фон не дает, так как скандий является моноизотопом 45Sc. В таблице 2 представлены предварительные данные по платине и золоту для максовиты Карелии (образцы ИГ РАН Петрозаводск). Точность измерения 20–40%.

Одновременно изучалось содержание редких земель в максовитах.

The concentration of platinum group metals in the lithosphere was estimated to be about 10^{-8} – 10^{-11} for Pd and 10^{-8} – 10^{-13} for others. The minerals of Pt and Pd are mostly disseminatively included in basic ore-genetic sulphidic minerals of Cu, Ni, Fe – chalcopyrite, pentlandite, pyrrhotine *etc.* The platinum-group metals are not only rare, but also dispersed. The chemical methods of analysis are complicated and labour consuming.

The quantitative non-destructive methods of nuclear physical analyses were developed at PNPI, in particular, the instrumental neutron activation analysis (INAA) [1, 2]. Its sensitivity is presented in Table 1. The nondestructive INAA method does not require sample preparation and provides a complex observation of REE distribution together with Au and Pt. The sensitivity of this method to Pt is generally 2–3 orders of magnitude less than that to contents of Au. The observations of activation gamma spectra within the INAA method proved that for Pt contents measurements the best is the decay of 199Pt produced by the neutron capture by 198Pt (7,2%) according to the chain: 199Pt → 199Au → 199Hg, with the half-life of 3.13 days. The analytic line 158.4 KeV of 199Hg was used for measurement. The main source of background was the isotope 47Ti, produced in 46Ca + n → 47Ca → 47Sc → 47Ti (159.377 KeV, the half-life of 47Sc is 3.35 days). The natural monoisotopic 45Sc can also contribute to the background due to double neutron capture if its contents in the sample is several ppm. The Table 2 presents the preliminary data of Au and Pt contents in the samples of Karelian muscovites, supplied by IG RAN Petrozavodsk. The precision of measurements was 20 – 40.

Литература

1. L.P. Kabina *et al.*, Multielement Activation Analysis Data File, // INDC (CCP) – 216/LI, IAEA, Vienna or L.P. Kabina and I.A. Kondurov, Automatisatation of Data Evaluation of Multielement Neutron Activation Analysis, Leningrad, Preprint of LNPI – 1027, 1985

2. Yu.E. Loginov *et al.*, Neutron induced prompt gamma ray method in the quantitative elemental analysis of materials and compounds. Determination of antimony in Hi-Pb-Cu-Sr-Ca-Sb-O high temperature superconducting ceramics, // J. Radioanal. Nucl. Chem. Letters 176 (5) 361–370, 1993.

3. Ядернофизические методы элементного анализа вещества // <http://nrd.pnpi.spb.ru/nr2/naa1.html>.

ЗОЛОТО ФЕННОСКАНДИИ: ОТ СТАТИСТИКИ К СТРАТЕГИИ

Филиппов Н.Б.¹, Вревский А.Б.²

¹Санкт-Петербургское государственное геологическое унитарное предприятие «Специализированная фирма «Минерал», Санкт-Петербург, nikolay.philippov@scmin.spb.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, a.b.vrevsky@ippg.ru

GOLD OF FENNOSCANDIA: FROM STATISTICS TO STRATEGY

Filippov N.B., Vrevsky A.B.

¹GGUP SF Mineral, St.Petersburg, nikolay.philippov@scmin.spb.ru

²IGGD, St.Petersburg, a.b.vrevsky@ippg.ru

Геологическими службами Финляндии, Швеции, Норвегии совместно с ГГУП СФ «Минерал» и ФГУП ВСЕГЕИ был реализован проект FODD – База данных рудных полезных ископаемых Фенноскандинавского щита (рис.1). В состав базы данных были включены все золоторудные месторождения и проявления щита (рис.1). Общее количество таких объектов – 190, подавляющее большинство их (около 70%) располагается на территории Финляндии и Швеции (рис. 2).



Рис. 1. Карта золоторудных объектов Фенноскандии

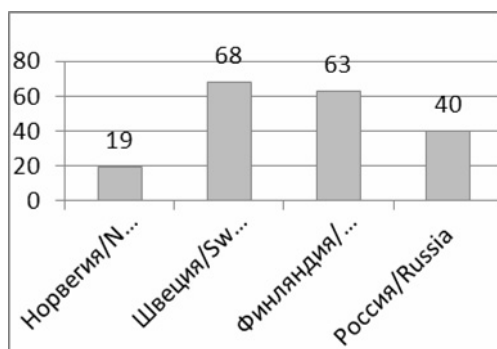


Рис. 2. Распределение золоторудных объектов по странам Фенноскандии

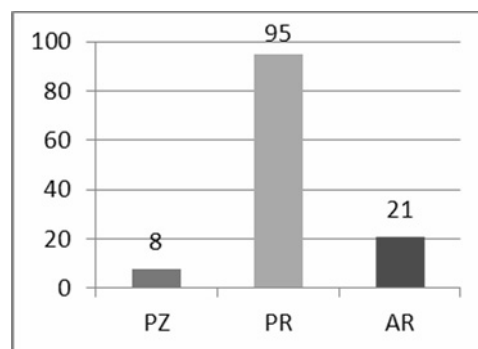


Рис. 3. Распределение золоторудных объектов по возрастам

Проведенный статистический анализ по различным параметрам золоторудных объектов (возраст, генетический тип, размеры и статус объекта) позволил выявить определенные закономерности в локализации оруденения.

1. Большинство объектов имеет протерозойский возраст (95 объектов), архейский возраст установлен для 21 объекта, палеозойский – для 8 (рис. 3).

2. Подавляющее большинство объектов представлено мелкими месторождениями (132) и проявлениями (23), к классу средних месторождений относится 13 объектов, крупных объектов – 6 и очень крупных – 1. 13 объектов отнесены к потенциально крупным (рис. 4).

3. В настоящее время разрабатывается 10 месторождений, 39 объектов – закрытые шахты, 27 объектов разрабатывались в историческом прошлом, 95 – не отрабатываются (рис. 5).

4. Ведущим генетическим типом является орогенный тип (72 объекта), колчеданные месторождения представлены 18 объектами, в подчиненном количестве проявлены эпитермальные (12 объектов), порфировые (7), гидротермально- жильные (5), окисные железорудные (5) и метаосадочные кластические (4) типы (рис. 6).

Таким образом, наиболее распространенными на Фенноскандинавском щите являются **месторождения орогенного типа протерозойского возраста**.

Анализ параметров месторождений различных генетических типов показывает, что крупные и уникальные объекты встречаются только в классе орогенных (рис. 7). Месторождения колчеданного типа тоже могут иметь значительные запасы, однако им присуще низкое качество руды (рис.8). Хорошее качество руды, как правило, характерно для эпитермальных месторождений, однако они отличаются небольшими запасами (рис. 10). Месторождения порфирового типа и метаосадочные кластогенные не содержат больших запасов при невысоких содержаниях золота (рис. 9, 11).

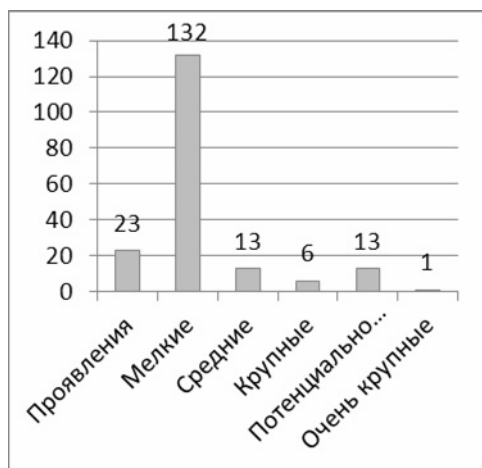


Рис. 4. Распределение золоторудных объектов классам

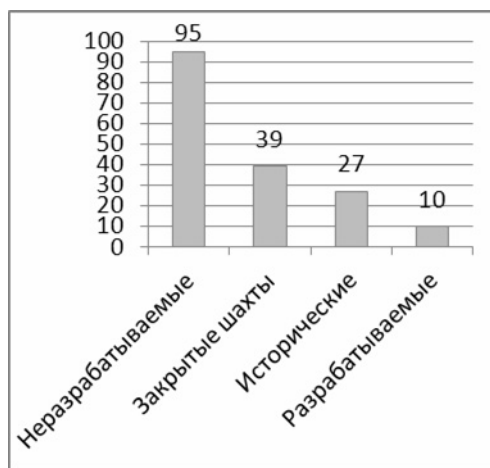


Рис. 5. Распределение золоторудных объектов по статусу объекта

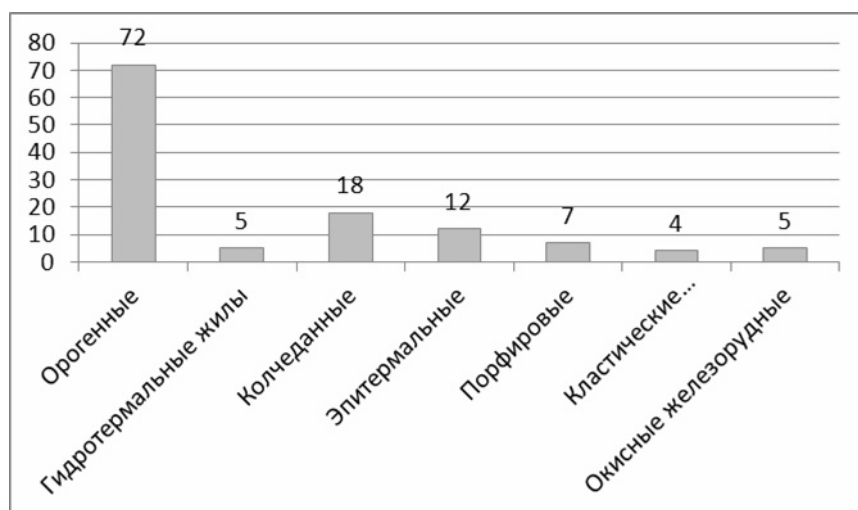


Рис. 6. Распределение золоторудных объектов по генетическим типам

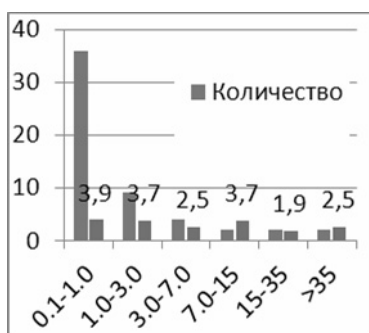


Рис. 7. Параметры золоторудных объектов орогенного типа

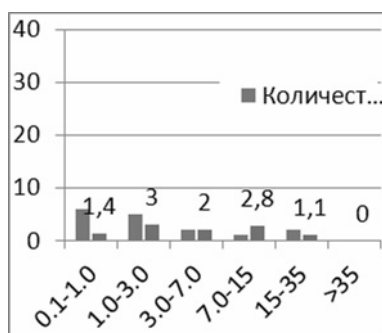


Рис. 8. Параметры золоторудных объектов колчеданного типа

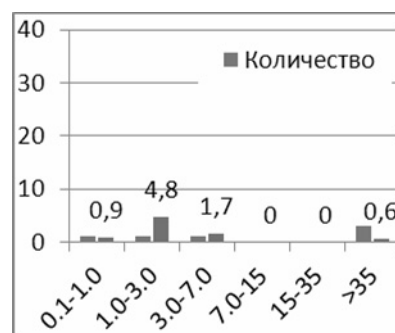


Рис. 9. Параметры золоторудных объектов порфирового типа

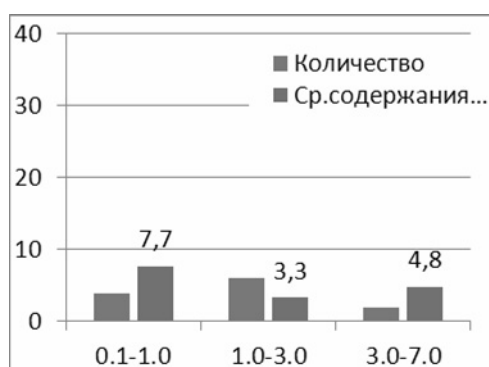


Рис. 10. Параметры золоторудных объектов эпитермального типа

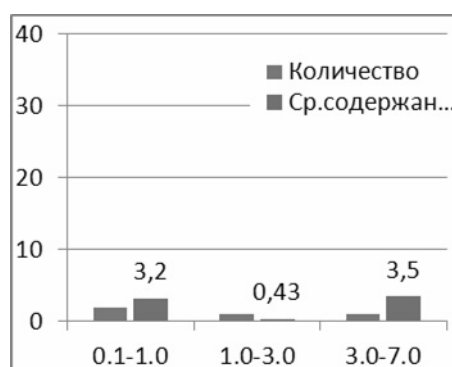


Рис. 11. Параметры золоторудных объектов кластического метасадочного типа

Таким образом, наибольший экономический интерес представляют собой **месторождения орогенного типа**.

Д.Гровс [2] рассмотрел геодинамические обстановки и модели формирования месторождений орогенного золота (рис. 12, 13) и показал, что они образуются в коллизионных обстановках, т.е. в зонах максимальной переработки континентальной коры. При этом сами месторождения контролируются линейными тектоническими структурами (shear zones). В качестве примера можно привести тектоническую зону Сирка в Лапландском зеленокаменном поясе Финляндии, которая контролирует золоторудные месторождения (рис. 14).

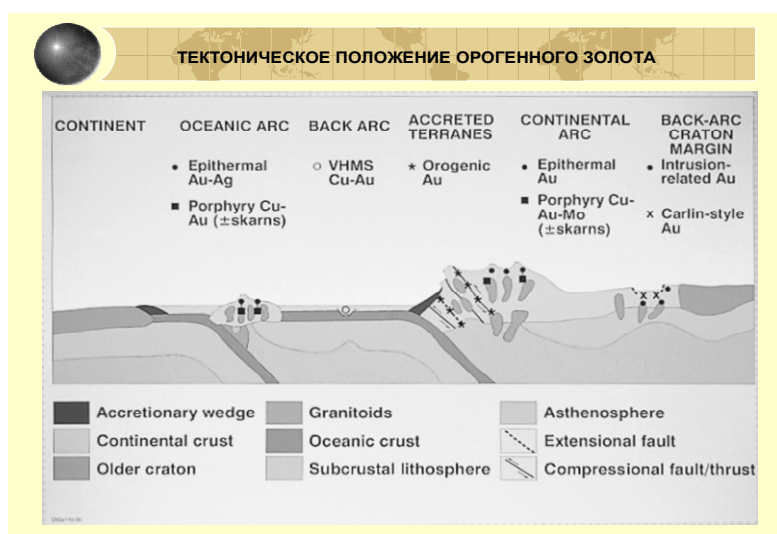


Рис. 12. Тектоническое положение орогенного золота (по Groves, 2005)

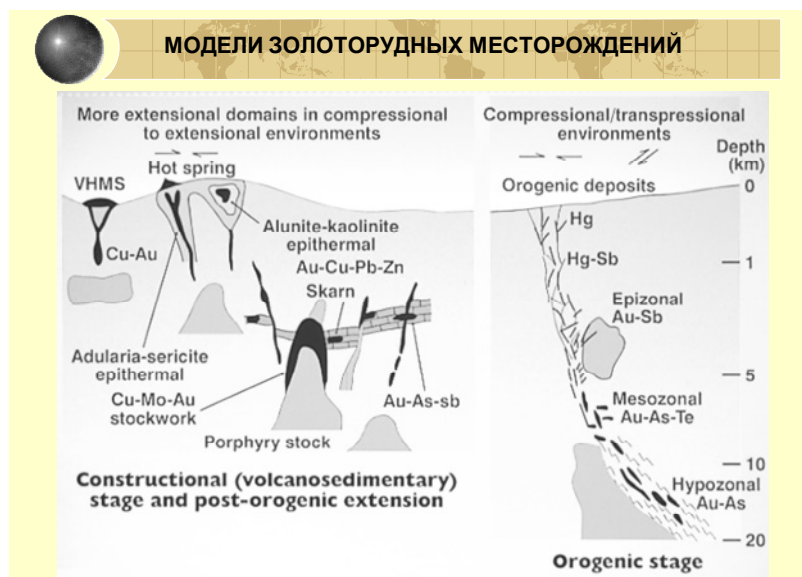


Рис. 13. Тектонические модели золоторудных месторождений (по Groves, 2005)

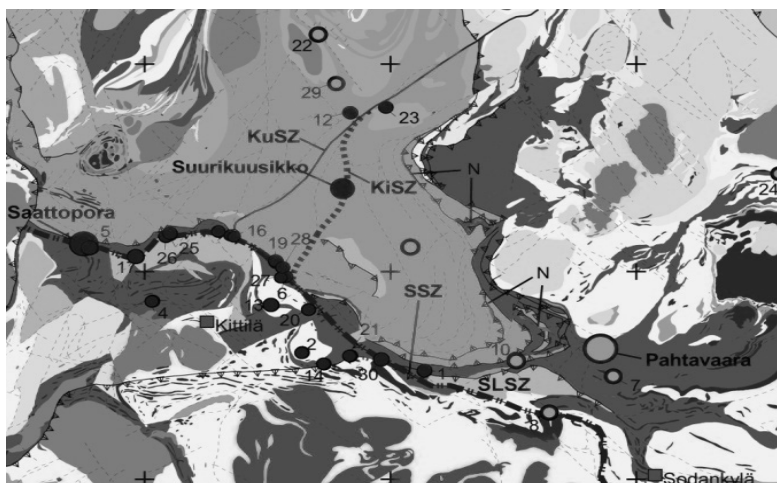


Рис. 14. Тектонический контроль месторождений золота в Лапландском зеленокаменном поясе Финляндии

Анализ геологического строения, регионального тектонического положения и возраста золоторудных месторождений **орогенного типа** Фенноскандинавского щита позволяет констатировать следующее:

1. Большинство месторождений локализовано в зонах сдвиговых деформаций («shear zones»), которые контролировали процессы флюидной переработки (метасоматоза) рудомещающих вулканогенно-осадочных комплексов.

2. Возраст золоторудных процессов соответствует различным этапам Свекофеннской орогении в пределах 1.98–1.71 млрд лет.

3. Наиболее значимые месторождения золота концентрируются в Свевокарельской перикратонной зоне сочленения эпиархейского Карельского кратона и Свефеннского аккреционного орогена.

4. Эта зона характеризуется не только полихронными тектоно-термальными процессами переработки архейской континентальной коры, но и значительными объемами позднеорогенных (~1.8 млрд лет) гранитоидов типа Hetta и посторогенных (~1.77 млрд лет) гранитов типа Nattanen (3, 4).

5. Наиболее значимые золоторудные месторождения (Сурикуусико, Саттопара, Пахтаваара, Юмасу) концентрируются в области максимальной «сближенности» синхронных, но «встречных» коллизионных процессов в Свекофеннской и Кольско-Беломорской позднепалеопротерозойских тектонических зонах (рис. 15). Эти покровно-надвиговые и подвиговые процессы, вероятно, определили не только современный тектонический облик палеопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов.

ных структур, но и формирование важнейшие рудоконтролирующие зоны сдвиговых деформаций типа SSZ в Лапландском зеленокаменном поясе.

6. Целый ряд золоторудных месторождений *Карельского этиархейского* кратона, пространственно ассоциирующихся с зонами транспрессивных сдвиговых деформаций в неоархейских и палеопротерозойских структурно-вещественных комплексах и генетически связанных с процессами низкотемпературного инфильтрационного метасоматоза, имеют возраст рудоконцентрирующих процессов в пределах 1.71–1.77 млрд лет (5), т.е. на 50–100 млн лет позднее времени пика Свекофеннского орогенеза. Вне пределов Карельского кратона в Свекофеннской области с этими событиями близки по времени формирование поздне/ посторогенных гранитоидов «Транскандинавского магматического пояса» (6) и пик термальной активности в «южном домене» свекофеннид Приладожья – 1.81–1.80 млрд лет (7).

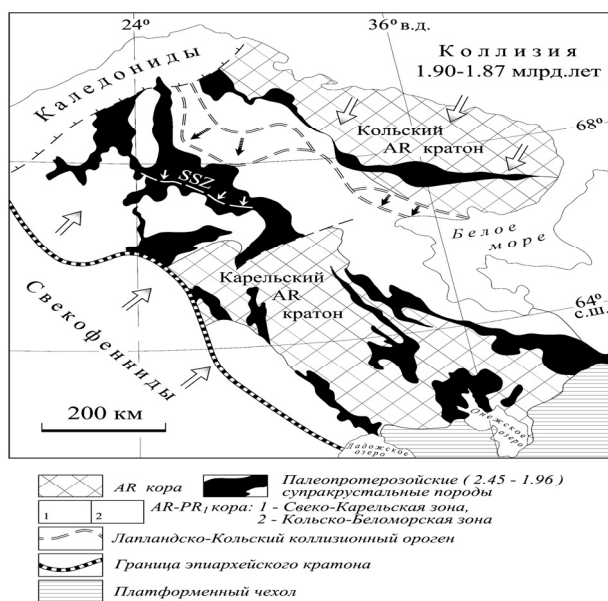


Рис. 15. Тектоническая схема Фенноскандинавского щита

Таким образом, исходя из статистических данных и установленных общих закономерностей размещения золоторудных объектов Фенноскандии можно констатировать, что для его российской части наиболее перспективными являются позднепалеопротерозойские (1.9–1.8 млрд лет) объекты орогенного генетического типа в коллизионных зонах низкоградиентной структурно-метаморфической переработки, сопровождаемой гранитоидным магматизмом, пространственно локализованные в западной и северной частях *перекратонной свекокарельской зоны* этиархейского Карельского кратона.

Рудогенерирующий потенциал Карельского этиархейского кратона, в эпоху свекофеннской активизации был существенно ограничен, поскольку возникновение флюидопроницаемых зон сдвиговых деформаций происходило в условиях значительно более мощной консолидированной континентальной коры. Формирование мезотермальных Au-рудных объектов орогенного типа в архейских и палеопротерозойских комплексах Карельского кратона, вероятно, в большей своей части связано с ремобилизацией и концентрацией золота в позднесвекофеннское время из неоархейских и палеопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов, о чем свидетельствуют данные Re-Os и Rb-Sr изотопной систематики руд и околорудных метасоматитов.

Recently the GEODE Resources database (NGU, GTK, SGU, State Company Mineral and VSEGEI international project) has been created. This database includes more than 190 gold-bearing deposits of the Fennoscandian Shield. Most of them (70%) are located in Sweden and Finland.

The results of the statistic analyses of the isotopic age, genetic type, size and status of the gold-bearing deposits of the Fennoscandian Shield determine that:

– most of the gold deposits have the Proterozoic age (95 objects); 21 objects are Archaean and 8 objects are Paleozoic.

– 132 objects of the gold deposits are small-scale; 13 – are intermediary, 6 – large and 1 – very large in size. 13 gold objects are supposed to be potential large.

The dominant genetic type of the gold deposits in Fennoscandia is the orogenic type (72 objects). Other genetic types are represented by VMS (18 objects), epithermal (12 objects), intrusion-related (7 objects), iron oxide-Cu-Au (5 objects), skarn and Au, Cu, Fe ore (5 objects) and sedimentary and classics (4 objects).

The geology, tectonic position and age of the orogenic gold deposits of the Fennoscandian Shield permit us to make some general conclusions:

– The largest part of the gold deposits are located in the shear zones: which controls the metasomatic (fluid) reworking of the different volcano-sedimentary units;

– The age of the ore-forming processes corresponds with the different stages of the Svecofennian orogenic events in the times gap 1.98–1.71 G.a.

– The most important gold deposits are mostly located in the Svecokarelian pericratonic boundary zone between the Karelian epi-Archean craton and Svecofennian accretion orogen.

The statistic data and geological features of the gold-bearing deposits of the Fennoscandian Shield show that in the Russian part of the shield the more potentially gold-bearing orogenic deposits are the late Paleoproterozoic (1.9–1.8 G.a.) located in the collision zones of tectonic and low-grade metamorphic reworking, accompanied by the granitoid magmatism in the western and northern parts of the Svecokarelian pericratonic zones of the epi-Archean Karelian craton.

Литература

1. *Eulu P., Hallberg A., Bergman T., et al* Metallic Mineral Deposit Map of the Fennoscandian Shield, 2008
2. *Groves D.I.* The gold potential of Finland: an initial appraisal. Fifth Fennoscandian exploration and mining meeting. Rovaniemi, Finland, 2005
3. *Huhma H.* Sm–Nd, U–Pb and Pb–Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland. // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1986. V.337. 48 p.
4. *Lahtinen R., Huhma H.* Isotopic and geochemical constraints on the evolution of the 1.93–1.79 Ga Svecofennian crust and mantle in Finland. // *Precambrian Res.* 1997. V. 82. P.13–34.
5. *Глебовицкий В.А., Бушмин С.А., Богомолов Е.С., Беляцкий Б.В., Савва Е.В., Лебедева Ю.М.* Rb–Sr возраст метасоматоза и рудообразования в низкотемпературных зонах сдвиговых деформаций Фенно-Карельского кратона, Балтийский щит // *Доклады АН.* 2012. Т. 445. № 1. С. 61–65.
6. *Andersson U.B., Sjöström H., Hogdahl K., Eklund O.* The Transscandinavian igneous belt, evolutionary models. In: *Hogdahl K., Andersson U.B., Eklund O. (Eds.). The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: A Review of its Character and Evolution.* // *Geological Survey of Finland, Special Paper 37.* 2004. P. 104–112.
7. *Балтыбаев Ш.К., Левченко О.А., Левский Л.К.* Свекофенский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб: Наука. 2009. 328 с.

ПОСТРОЕНИЕ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОЙ МОДЕЛИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ УЧАСТКА ПИЛОЛА (ВОСТОЧНАЯ ФИНЛЯДИЯ) НА ОСНОВЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Фролов А.А.¹, Михайлов А.Б.²

¹Институт Геологии, Петрозаводск, frolik@kareliangold.com

²Mineral Exploration Network (Finland) Ltd., Joensuu, amik@kareliangold.com

CONSTRUCTING A FORECAST-PROSPECTING MODEL OF GOLD MINERALIZATION AT PILOLA PROSPECT, EASTERN FINLAND, ON THE BASIS OF GEOPHYSICAL AND GEOCHEMICAL DATA

Frolov A.¹, Mikhailov A.²

¹Institute of Geology, Petrozavodsk, frolik@kareliangold.com

MineralExplorationNetwork (Finland) Ltd., Joensuu, amik@kareliangold.com

Актуальность темы доклада определяется необходимостью совершенствования методики поисков золоторудных месторождений и рационального проведения поисков месторождений золота в Восточной Финляндии и Карелии. Основной проблемой при проведении поисковых ра-

бот на этой территории является то, что большая ее часть перекрыта ледниковыми отложениями различной мощности и состава. Так же в большинстве случаев территории мало изучены и не хватает геологической информации. Ограниченная доступная информация диктует необходимость дополнительных исследований с минимальными затратами средств и времени. Оптимальным представляется проведение опережающих геофизических и геохимических съемок на ранних стадиях прогнозно-поисковых работ для уточнения поисковой модели и выделения перспективных участков.

Геофизические данные являются основой для структурного и литолого-петрографического картирования, в благоприятных условиях возможно выделение зон сульфидной минерализации. Но геофизические данные практически не дают информации о рудных процессах, поэтому совместно с геофизическими методами необходимо широко использовать и геохимические методы поисков золота. В свою очередь геохимические методы поисков золота в ледниковом ландшафте дают неоднозначные результаты. Поэтому комплексное и рациональное применение этих поисковых методов является неотъемлемой частью стратегии поисков, а совместная интерпретация геофизических и геохимических данных значительно повышает эффективность прогнозно-поисковых работ.

На примере работ выполненных компанией MineralExplorationNetworkLtd. в пределах ЗКП Кухмо продемонстрирована эффективность совместной интерпретации геофизических и геохимических данных для построения прогнозно-поисковой модели. Показано, что результативность поисков определяется детальностью сети наблюдения, выбором поисковых методик и рациональным их комплексированием.

Зеленокаменный пояс Кухмо расположен в восточной Финляндии и протягивается с севера на юг в 30 км восточной границы с Карелией. Работы проводились в районе рудопроявления Piilola, которое находится в 30 км севернее города Кухмо.

Около половины участка занимают болота и озера. На площади очень мало коренных выходов пород. Изучаемая группа рудопроявлений была выявлена Геологической Службой Финляндии (ГСФ) при заверке бурением геохимических аномалий [1]. Геохимические и геофизические работы были выполнены локально, а выявленные аномалии были заверены единичными скважинами. Основываясь на ограниченных данных была принята модель структурно контролируемой орогенной золотой минерализации в зеленокаменных поясах древних платформ.

В ходе проведения поисковых работ было установлено, что детальная магнитная и геохимическая съемки позволяют выделять структуры, влияющие на распределение золотого оруденения [2], которые не были очевидны по результатам региональных геохимических работ и аэрогеофизической съемки.

В результате детальных поисковых работ была выделена минерализованная зона протяженностью более 12 км и уточнена поисковая модель – структурно контролируемое золотое оруденение в породах зеленокаменного пояса архейской платформы с наложенной золотой минерализацией связанной с интрузией (IntrusionRelatedGoldSystem). Характерным признаком минерализованной системы связанной с интрузией является наличие концентрической зональности выраженной в геохимических и геофизических полях.

The article presents results of detailed geophysical and geochemical work carried out in the Eastern Finland in the central part of the Kuhmo Greenstone Belt (KGB). Exploration model was reviewed base on the complex interpretation of geochemical geophysical data. Geochemical and geophysical zonation highlighted potential of discovery of Intrusion Related Gold System (IRGS).

Литература

1. *Eilu P. (ed.). Mineral deposits and metallogeny of Fennoscandia. Geological Survey of Finland, special paper 53. 2012. P. 401.*
2. *Зубков Е.С., Михайлов А.Б., Ермолина О.С. Особенности поисков золота в Восточной Финляндии // Материалы всероссийской конференции Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. М. 2010. ИГЕМ.*

FENGOT: ISOTOPIC AGES

Anders Hallberg A.¹, Morris G.¹, Sandstad J. S.², Niiranen, T.³, Lahtinen R.⁴, Voytekhovsky Y.⁵, Vrevsky, A.⁶

¹Geological Survey of Sweden, Uppsala, anders.hallberg@sgu.se

²Geological Survey of Norway, Trondheim, jan.sandstad@ngu.no

³Geological Survey of Finland, Rovaniemi, tero.niiranen@gtk.fi

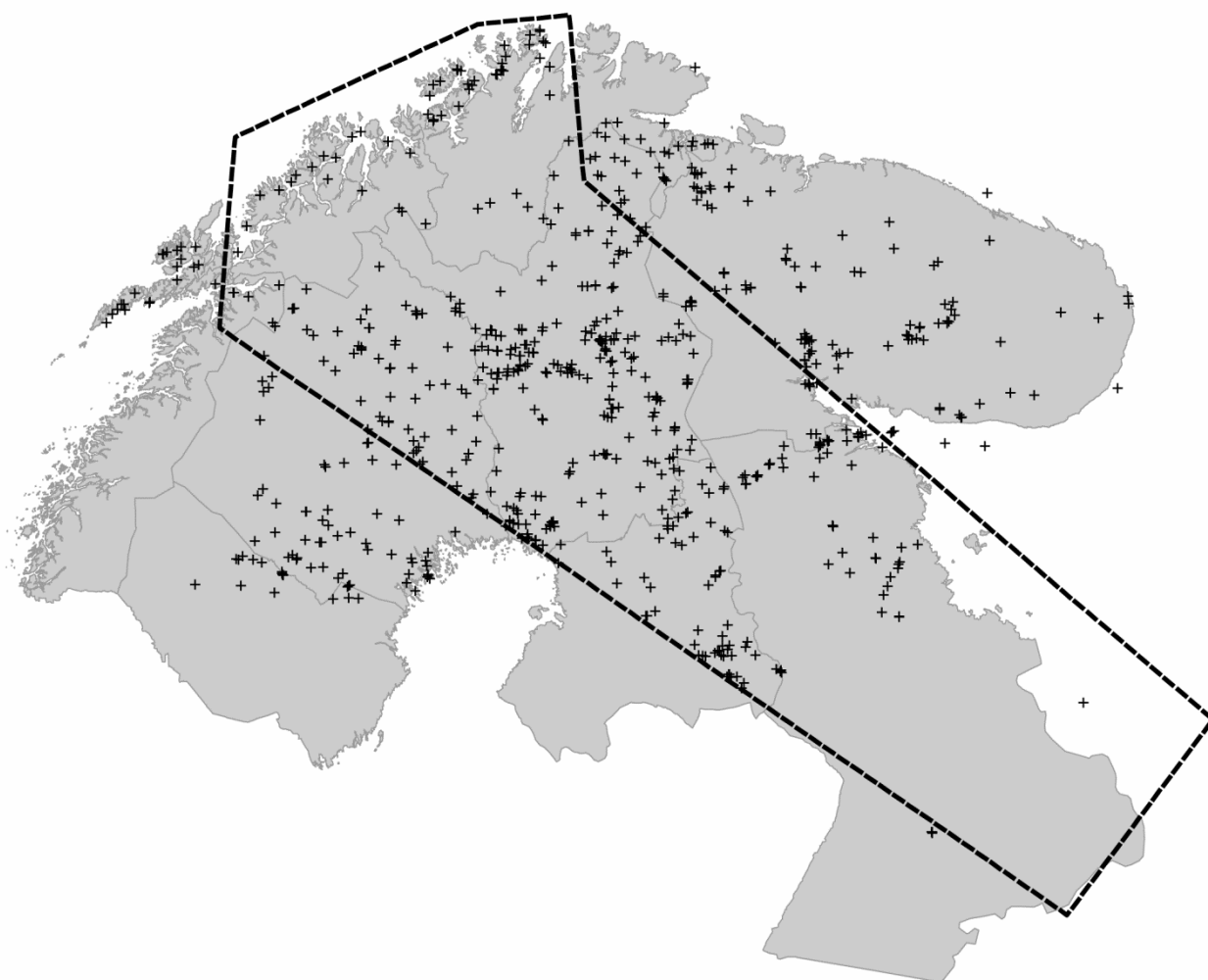
⁴Geological Survey of Finland, Espoo, Raimo.Lahtinen@gtk.fi

⁵Kola Science Centre, Apatity, voyt@geoksc.apatity.ru

⁶Russian Academy of Sciences, Institute of Precambrian Geology and geochronology, a.b.vrevsky@ipgg.ru

Data

Within the FENGOT area the project has identified 593 published isotopic age determinations of rock and minerals. Among the isotopic age determinations, the majority (378 datings) are U-Pb datings of zircons, sometimes together with other minerals, using both digestion of one or many zircons followed by analyses by mass spectrometer, and spot analyses using a Secondary Ion Mass Spectrometer (SIMS; a.k.a. an ion microprobe). In addition to the above, the project has identified 337 (185 U-Pb zircon) isotopic age determinations on the Kola Peninsula to the east of the FENGOT area and 278 (170 U-Pb zircon) isotopic age determinations to the west and south-west of the FENGOT area. The geographical distribution of U-Pb-datings on zircon, sometimes with other minerals, are shown in (Fig.).



The geographical distribution of U-Pb-datings on zircon, sometimes with other minerals

The oldest rock dated by U-Pb zircon technique in the Fennoscandian Shield is a trondjemitic gneiss in Northeastern Finland, which has been dated at 3500 ± 25 Ma (ref), the youngest dated rock is a carbonatite dyke in the Kola peninsula dated to 378 ± 8 Ma (ref). This gives a time span of igneous activity in the Fennoscandian Shield of more than 3000 Ma.

This discussion concentrates on age determinations derived from U-Pb dating of zircons. One of the strengths of zircon in such studies is that the U-Th-Pb isotopic system in it tends to remain closed to radiogenic-Pb mobility even through multiple high temperature metamorphic and metasomatic events. This is why it is the preferred method for age determinations in ancient cratonic rocks such as the Fennoscandian Shield as the age obtained reflects the age of magmatic crystallisation or metamorphic growth. It should however be born in mind that zircon only crystallises in more (chemically) evolved rocks and, as such, the data set is per force bias towards more felsic magmatic rocks. There are few reliable dates for less evolved magmatic rocks, but where data is available from isotopic systems such as Sm-Nd, this is incorporated into the discussion.

The most reliable method to obtain crystallization ages of rocks is U-Pb analyses of zircons and this is also the method for which the largest number of analyses, 733 determinations, is available. These U-Pb (zircon) datings have been grouped into 27 age groups which have been named, where possible, according to the International Stratigraphic Chart.

The Archean, $T > 2.5$ Ga

The oldest rock dated so far in the Fennoscandian shield is a trondjemitic gneiss in the Pudusjärvi Complex in Northeastern Finland, dated at 3500 ± 25 Ga. This date is interpreted to represent a magmatic age, a statement supported by other isotopic methods [1]. Isotopic ages older than 3 Ga have also been obtained from the Sodakylä area [2, 3]. Otherwise most of the Archean U-Pb (zircon) analyses return ages around 2.7 Ga, a group of ages that is well known from several detrital zircon age studies on Paleoproterozoic sedimentary rocks throughout the North Atlantic region [4]. Based on the current quantity of data there is no obvious regional distribution of different Archean ages, with the exception that the oldest ages (Meso- to Paleoarchean) occur in northern Finland and on the Kola Peninsula outlining the core of the Archean continent. Neoarchean ages occur in a somewhat broader region but centered on the same area.

It is notable that a significant number of Archean ages have been reported from isotopic systems known to be vulnerable to resetting (Rb-Sr mineral and whole rock, K-Ar, etc.) from the Kola Peninsula and easternmost Finland. This indicates that there has been no significant regional thermal event in the eastern part of the Fennoscandian Shield since late Archean times

Archean-Paleoproterozoic transition 2.55–2.4 Ga

Neoarchean to Siderian ages (2.5–2.4 Ga) occur in a broad band from the Finnish, Norwegian, Russian border triple-point down to northeastern-most Russian Karelia. An apparently bi-modal suite of magmatic rocks (gabbro-norites, granosyenites to granite) are suggested to represent the initial breakup of the Archaean craton with the oldest rocks occurring in the northeast. This event is also reflected in dates obtained from the U-Pb (titanite) and Rb-Sr (whole rock) isotopic systems.

Palaeproterozoic, Siderian ($T=2.5-2.3$ Ga) and Rhyacian ($T=2.3-2.05$ Ga)

Early Paleoproterozoic magmatic activity is divided by an arcuate boundary going from the Kemi area and east-ward to the Russian border, then towards the northwest through Finnish Lapland. East of this boundary activity is predominately Siderian in age while west of the boundary it is largely Rhyacian. This either indicates the migration of magmatic activity toward the west or two distinct magmatic events. Siderian aged rocks include gabbro-norites, anorthosites, diorites, granodiorites, granites and a few volcanic rocks while Rhyacian ($T=2.3-2.05$ Ga) rocks are predominately mafic intrusions, mainly dolerite sills.

The Lomagundi-Jatuli event

During the 2.06–2.3 Ga age-span the global carbon reservoir experienced a significant change, a carbon isotope excursion, that is expressed as anomalously high $\delta^{13}\text{C}$ -values in contemporaneous carbonate rocks [5]. Carbonates with anomalously high $\delta^{13}\text{C}$ values (>4 ‰), hosted by sediments and mafic volcanic rocks, provide an additional indirect isotopic dating of these supracrustal rocks.

Paleoproterozoic, Orosirian ($T=2.05-1.8$ Ga)

Pre 1.89 Ga activity within the Orosirian is concentrated into two distinct northwest trending zones, one running from southern Norrbotten County to Lofoten in Norway, the other in northern Finland and eastward separated by an area of no activity in northern Sweden. Post 1.89 Ga sees significant magmatic activity in the previously inactive area as well as the previously active

southwestern zone, with virtually no activity to the northeast. The division between this phase of activity and the inactive area is an arcuate line that runs from the Kemi area north-northeastward into Finnish Lapland where it turns towards to the northwest. The only magmatic rocks formed to the east of the divide during this time are the Vulvaara anorthosite massif and a syenite in the Kola peninsula.

Paleoproterozoic, Statherian (T=1.8–1.6 Ga)

U-Pb (zircon) data with Stratherian ages indicate that activity was concentrated in western Fennoscandia at this time. A few isolated magmatic events younger than 1785 Ma can be identified on the Kola peninsula. U-Pb (zircon) dates of 1785–1755 Ma may indicate the occurrence of the northern extension of the Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in western Norrbotten and within windows in the Caledonides. Similar ages are observed in northern Finland.

1200–400 Ma

This age group contains both Caledonian and pre-Caledonian orogeny related rocks. Caledonian ages (< 490 Ma) are distributed along the Caledonian mountain range. Several older events (900–490 Ma) can be observed along the western margin of the Fennoscandian Shield. These events include Cryogenian to Cambrian (850–488 Ma) intrusions along the Finnmark-Troms boundary but also rocks within the Caledonian orogen itself. A somewhat older group is the xx found on the western margin of Porsanger peninsula where several granites have been dated to between 880 and 820 Ma. A similar age has been obtained from a granite within the Swedish Caledonides. Another unique group within this age group are the granites around the Porsanger fjord, which have been dated to 981–973 Ma. Two age determinations for diabbases in Finland, the Salla diabase, with ages of 1125 and 1127 Ma [6] and a small error, make up the oldest rock within this age group. This event has also been identified by Sm-Nd dating of dolerites in northern Finland and in detrital zircon studies of metasediments in northernmost Norway.

On the Kola peninsula, two Devonian U-Pb (zircon) ages were obtained from a carbonatite dike [7]. Other isotope systems (Ar-Ar_{min}, K-Ar_{wr}, Pb-Pb_{min}, Rb-Sr_{min±wr}, Sm-Nd_{min±wr}) at other locations show that this Devonian carbonatite and the related alkaline magmatic event was widespread in the Kola area.

References

1. *Mutanen, T. & Huhma, H.*, 2003. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2003. V. 75. P. 51–68.
2. *Manninen, T. Pihlaja, P. & Huhma, H.* U-Pb geochronology of the Peurasuvanto area, northern Finland. In: Vaasjoki, M. (ed.) Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences. Geological Survey of Finland. Special Paper. 2001. V. 33, P. 189–200.
3. *Kröner, A., Puustinen, K. and Hickman, M.* Geochronology of an Archaean tonalitic gneiss dome in northern Finland and its relation with an unusual overlying volcanic conglomerate and komatiitic greenstone. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1981. V. 76. P.33–41.
4. *Whitehouse, M.J., Claesson, S., Sunde, T., and Vestin, J.* Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and correlation of Archaean gneisses from the Lewisian Complex of Gruinard, north-western Scotland. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1997. V. 61. P. 4429–4438.
5. *Melezhik, V.A., Fallick, A.E., Martin, A.P., Condon, D.J., Kump, L.R., Lepland, A.* (2013) The Palaeoproterozoic perturbation of the global carbon cycle: The Lomagundi-Jatuli isotopic event, in: Melezhik (chief ed.) Reading the archive of the Earth's oxygenation, volume 3: Global events and the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project.// Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013. P. 1111–1150
6. *Manninen, T. & Huhma, H.* A new U-Pb zircon constraint from the Salla schist belt, northern Finland. In: Vaasjoki, M. (ed.) Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences. // Geological Survey of Finland. Special Paper. 2001. V. 33, P. 201–208.
7. *Claesson S., Vetrin V.R., Bayanova T.B., Downes H.* U-Pb zircon ages from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia: a record of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic // Lithos. 2000. V. 51. P. 95–108.

НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ГРАФИТОНОСНЫХ ПОРОДАХ ПРИМОРЬЯ

Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Руслан А.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, khanchuk@fegi.ru

A NEW GENETIC TYPE OF GOLD MINERALIZATION IN GRAPHITE-BEARING ROCKS FROM PRIMORYE

Khanchuk A.I., Plyusnina L.P. & Ruslan A.V.

Far Eastern Geological Institute, DVO RAS, Vladivostok, khanchuk@fegi.ru

Комплексные месторождения металлов в углеродсодержащих метаморфических комплексах в настоящее время рассматриваются в качестве нового перспективного источника золота, платиноидов и широкого спектра других металлов. Повышенные концентрации благородных металлов были установлены в последние годы в графитизированных комплексах Дальнего Востока [5, 6]. Особый интерес в этом отношении представляют графитизированные метаморфические комплексы Prt-Cm возраста северной части Ханкайского террейна, в которых впервые описана новая типоморфная ассоциация графита, золота, платины и редких земель.

На площади Лесозаводского графитоносного района (1900 км²) выделяется три наиболее крупных графитоносных узла: Тамгинский, Тургеневский и Иннокентьевский. В пределах этого комплекса установлен ранний этап регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, возраст которого определен в пределах 730 млн лет [1]. Поздний этап прогрессивного метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фации связан с коллизионными событиями на рубеже кембрия и ордовика. Месторождения графита приурочены к зонам интенсивного расщепления в пределах мощного коллизионного пояса складчатых и сдвиговых деформаций.

Уникальная особенность этого объекта состоит в том, что все распространенные здесь породы (кристаллические сланцы, гранито-гнейсы, мрамора, дайки лампрофиров и амфиболитов) обнаруживают высокий уровень углеродизации вплоть до образования графитовых метасоматитов. Содержание углерода в метаморфитах варьирует от долей % до 39 мас.%. Неравномерное проявление графитизации обусловлено различной степенью дислоцированности и проницаемости пород для эндогенных углеродсодержащих флюидов.

Во всех этих породах установлено повышенное содержание золота (0.02–26 г/т) и платины (0.01–68 г/т).

Химический анализ содержания золота в графитсодержащих пробах связан со значительными трудностями, поскольку графит является химически термостойким минералом. Перевод графита в растворимую форму сопровождается прокаливанием при 600°C и затем длительным термохимическим разложением в сильных окислителях (HClO₄ и HF). Эти процедуры ведут к значительным потерям золота из-за эмиссии летучих золотоорганических комплексов (Ханчук и др., 2007, 2010). Анализ БМ в растворах осуществлен с помощью атомно-абсорбционного метода и атомно-эмиссионной спектроскопии (АЭС). Также были использованы физические методы, не требующие предварительного перевода проб в раствор: нейтронно-активационный анализ (НАА) и метод ионной масс-спектрометрии [3]. Сравнение результатов, полученных для одних и тех же проб методами АЭС и НАА, показывает (табл. 1), что АЭС дает более низкие содержания Au из-за значительных его потерь при термохимическом разложении проб.

Микроскопические выделения самородного золота микронного и субмикронного размера редко присутствуют в графитовых скоплениях. Для подтверждения связи золота с графитом выполнен анализ растворов, полученных при растворении силикатной составляющей в царской водке и HF. В них переходят все компоненты за исключением графита. Последующее разложение графита позволило определить содержание в нем золота, значительно превышающее его концентрации в первичных растворах (табл. 2).

Таблица 1

Содержание золота в графитоносных породах Ружинской площади (г/т) по данным нейтронно-активационного анализа (НАА) и атомно-эмиссионной спектроскопии (АЭС) с предварительным фторидным разложением

№ образца	НАА	АЭС	Порода
04-1б	1,8	0,71	Графитовый прожилок в плагиогнейсе
04-2а	0,7	0,636	Биотитовый гранитогнейс
04-3	0,2	0,198	Пироксеновый скарн
04-3а	1,0	0,876	Лампрофир
04-5	2,6	0,2	-//-
04-7а	1,1	1,18	-//-
04-13	0,3	0,143	Скарноид
04-16	0,9	1,89	Черный сланец
04-28	0,7	0,23	-//-
04-29	15,2	1,73	Лампрофир
04-33	0,4	0,774	Гранито-гнейс
04-35	0,4	0,767	Плагиогнейс
04-40	0,4	1,82	Аспидный сланец
04-68	14,2	н /о	Графитовый метасоматит
04-73	0,8	0,03	Эндоскарн
04-74	2,1	0,112	Плагиогнейс графитизированный
04-78	0,4	0,044	Гранито-гнейс
04-101	1,2	0,57	Лампрофир
04-107	6,8	0,29	Мрамор с графитом до 7 %
04-107к	17,1	0,29	Мрамор с графитом до 30 %
04-108	0,5	1,01	Жильный кварц

Примечание: Анализы НАА выполнены в Институте химии ДВО РАН (Иваненко В.В), анализы АЭС выполнены в институте неорганической химии СО РАН, Новосибирск (Митькин В. М.)

Таблица 2

Содержание золота (г/т) в пробах, фракционированных на растворимую силикатную часть (Au_p) и графит (Au_{gr})

Обр.	Au_p	Au_{gr}	Порода
02/1	0.73	16.68	Графитовый метасоматит
02/3	0.56	2.83	Плагиогнейс
02/4	0.61	4.18	Гранитогнейс
03/1а	н/обн	2.56	Графитовый метасоматит
03/3	0.10	5.37	Гранат-биотит-графитовый сланец
03/5	1.26	0.04	Лампрофир

Самородное золото по морфологии разнообразно: частицы неправильной формы размером до 1мкм, пластинчатые выделения (рис. 1), сфероидальные и комковидно-губчатые формы. Максимальный размер последних редко достигает 100 мкм. Химический состав золотин варьирует в узких пределах: содержание основной примеси серебра не превышает 6–8 мас.%. Так в сфероиде Au, содержащем микровключения графита (рис. 2), концентрация Au по данным анализа на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) варьирует в узких пределах от 93.3 до 97.9, а Ag – 2.1–3.5 мас.%. Характерно неравномерное распределение элементов в пределах одного зерна: в другой точке той же золотины Ag отсутствует, а примесь Cu достигает 2.1 мас.%. В этом же зерне встречаются участки со 100% содержанием Au. Такая неоднородность состава в пределах одного зерна может быть следствием кристаллизации золота из газовой фазы в процессе кластер – кластерной агрегации [4]. Реже присутствует примесь Hg в выделениях ртутистого золота (1–2 мкм), где содержание Au составляет 90.88, а Hg – 9.12 мас.%. Считается, что Hg-содержащая минерализация нередко связана с глубинными флюидными потоками [2].

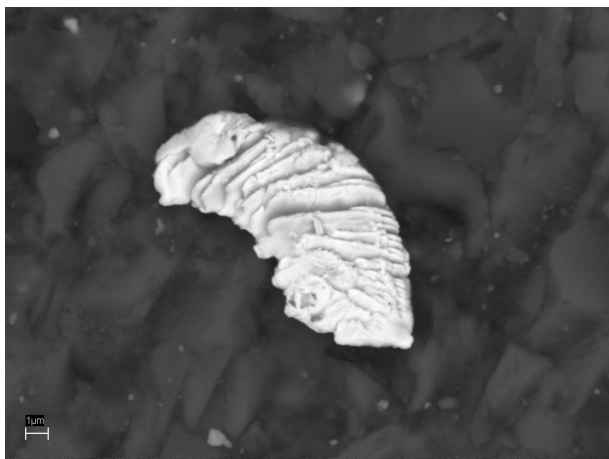


Рис. 1. Агрегат пластинчатых кристаллов золота в графит-силикатной матрице (СЭМ).

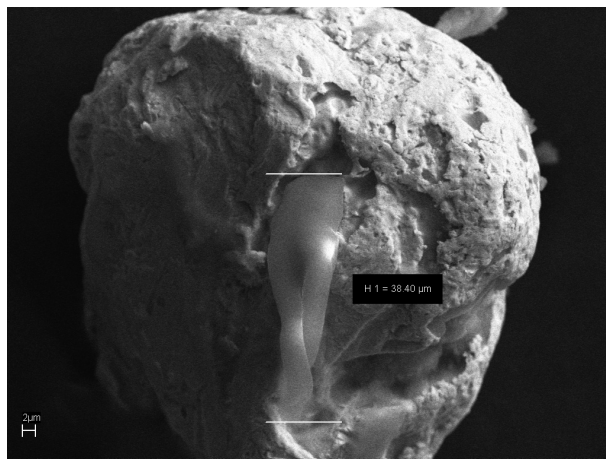


Рис. 2. Микросфероидное выделение самородного золота с включением графита (СЭМ).

Золото в графитизированных скарнах отличается увеличением примеси Ag до 10 мас.% и комковидными формами, на поверхности которых появляются углеродистые микропленки, содержащие помимо углерода (56–60 мас.%) и кислорода (19–33 мас.%) примесь K, Ca, Cl, S, Al, Fe до 1–2 мас. %. Это свидетельствует о кристаллизации золота в скарнах из углеродистого более окисленного флюида.

Наиболее низкопробная разновидность золота с содержанием Ag до 33–34, Cu – 1–2 (мас.%) встречается в кварцевых жилах Тургеневского графитового месторождения. В нем обнаружена примесь (% мас.) U – 3.42, W – 1.26, F со значительными вариациями от единиц до 34.66 %. Периферия зерен также покрыта фрагментарной углеродистой пленкой, сплошные участки которой достигают 5–6 мкм при толщине 100–200 нм. Таким образом, несмотря на различия в составе и формах проявления золотой минерализации, в ее формировании всегда участвует углеродсодержащий флюид. Уменьшение температуры кристаллизации из рудоносного флюида сопровождается понижением пробы золота за счет содержания серебра.

Связь повышенных концентраций Au с графитизацией, неравномерное распределение в породах графита и золота, особенности состава позволяют считать основным источником Au восстановленные углеродсодержащие рудоносные флюиды. Золото скарнов укрупнялось и меняло свой состав в процессе перекристаллизации в условиях регионального метаморфизма на контакте с гранито-гнейсами. Становление более поздних золото-кварцевых жил, имеющих ограниченное распространение, связано с гидротермальными растворами, продуцируемыми редкоземельными гранитоидами. Специфика эндогенного оруденения состоит в том, что основная масса тонкодисперсного золота рассеяна в большом объеме графитизированных пород с неравномерным распределением на изученной площади.

Regional carbonization was examined in the Riphean metamorphic complexes of northern part of the Khanka terrane. Results obtained by various methods of physicochemical analysis indicate that all lithologic rock varieties of this complex contain graphite from 0.1 to 33 % and bear elevated gold (0.02–26 ppm) and platinum concentrations (0.01–68 ppm). Analysis of rock samples and hardly dissolved graphite residue after oxidizing decomposition by HClO_4 and HF, revealed the greatest Au and Pt content in graphite. It used to suggest a genetic association of Au and Pt mineralization with carbonization process in rocks, including crystalline schists, granite-gneiss, lamprophyres and skarnified marbles. Within this rock complex, an early stage of regional metamorphism (with an age about 730 Ma) under conditions from greenschist to amphibolite facies is distinguished. The late stage of regressive metamorphism from granulite to greenschist facies was generated by the collision process on the Ordovician – Cambrian border-line.

Microscopic, ultrafine native gold occurs in graphite ores in form of spheroid or lamellar grains 1–100 µm in size. According to the scanning electronic microscope (SEM) investigation, gold has assay values with alternative content (wt. %): Au – 93.3–100, Ag – 0–3.5, Cu – 0–3.1. The gold in graphite bearing skarns contents Ag as high as 10 wt.%. Mercuric gold with 9.12 wt.% of Hg is less common. Heterogeneity of gold grains was noted by SEM, that indicates on its crystallization from a carbon bearing gaseous fluid. Uneven distribution of Au and graphite in rocks is usual also. The peculiar gold composition and heterogeneity of Au dispersed grains allow to suppose gold crystallization from an endogenic C-bearing reduced fluid. Thus, a fluid-magmatic source of the prevalent part of gold mineralization is proposed.

Литература

1. Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З., Лаврик С.И. Первые данные о Sm-Nd систематике метаморфических пород Ханкайского массива // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 6. С. 813–815.
2. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное образование. М.: Наука, 1986. 155 с.
3. Сихарулидзе Г.Г. Ионный источник с полым катодом для элементного анализа твердых тел // Масс-спектрометрия. 2004. Т. 1. № 1. С. 21–30.
4. Смирнов Б.М. Физика фрактальных кластеров. М.: Наука, 1991. 134 с.
5. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П., Медведев Е.И. Благородные металлы в высокоуглеродистых породах Ханкайского террейна, Приморье // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 70–80
6. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П., Медведев Е.И. Углеродизация и геохимическая специализация графитоносных пород северной части Ханкайского террейна, Приморье // Геохимия. 2010. № 2. С. 115–125.

STRUCTURAL CONTROLS ON GOLD MINERALISATION IN THE FENNOSCANDIAN GOLD TRANSECT

Iain H.C. Henderson¹, Tero Niiranen², Stefan Bergman³, Stanislav I. Krasotkin⁴, Kerstin Saalman⁵

¹Geological Survey of Norway, Leif Eirikssons Veg, 7491 Trondheim, Norway

²Geological Survey of Finland, Rovaniemi, P.O. Box 77, FI-96101 Rovaniemi, Finland

³Geological Survey of Sweden, Box 670, SE-751 28 Uppsala

⁴Saint-Petersburg State Geological Company Mineral Detskaya str., 26, 199106 St. Petersburg

⁵School of Geosciences University of the Witwatersrand, Private Bag 3, 2050 Wits, Johannesburg, South Africa.

This contribution presents data compiled from Russia, Finland, Sweden and Norway regarding tectonic structures and their relationship to gold mineralisation. This compilation was made during the international collaboration project called FENGOT: the Fennoscandian Gold Transect. The aim of this collaboration was to collect and integrate information on gold mineralisation across national borders in Fennoscandia and to broaden our understanding of the mineralisation processes, which includes knowledge of the bedrock, geochemistry, geochronology, metamorphism, mineral deposits databases and structural geology.

The transect trends in a WNW fashion forming an approximately 180km wide corridor in the east towards the West Troms Basement Complex in Norway in the west where it widens to approximately 450km (Fig. 1). Each of the four countries has supplied a shapefile containing information on all structures within the desired transect. 99 structures are documented from Russia, 255 from Finland, 36 from Sweden and 382 from Norway (Fig. 2).

This shapefile has been standardised such that it is possible to compare structures to each other, not just geographically, (to compare the same structures across national boundaries) but also in terms of their kinematics, structural evolution, reactivation, their age and their importance for gold mineralisation. An example of the attribute table for this shapefile is shown in Fig. 3. Here, information regarding the deformation style (e.g. brittle-ductile), strike and dip, kinematics, type and style of reactivation, strike length, age and the potential structural control on gold mineralisation are documented. In addition, references are provided documenting previous knowledge of each structure, where possible.

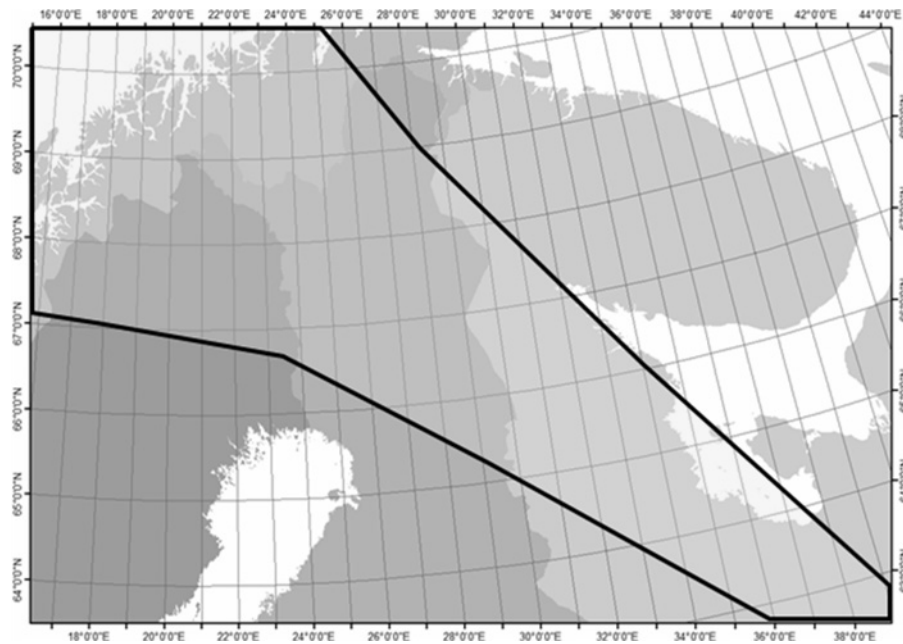


Fig. 1. Location map of northern Fennoscandia showing the selected corridor for the FENGOT transect

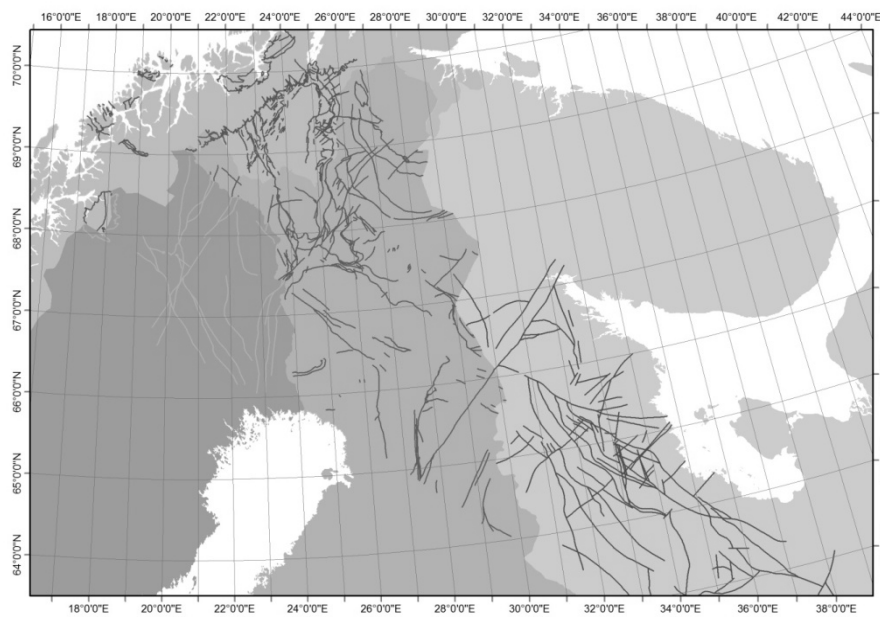


Fig. 2. An international shapefile showing all of the basement structures present in Russia, Finland, Sweden and Norway

From these structural databases, each country has selected a set of *major structures*, those which are thought to be important for gold mineralisation. These have been integrated into international shapefile of major structures (Fig. 4). These are classified in terms of their deformation style and kinematics. Where not enough information is present, the structures are classified as undifferentiated.

We systematically present data on the geometry, kinematics, age and potential for gold mineralisation from selected key structures in an attempt to document and review the critical structures for gold mineralisation in northern Fennoscandia. 10 major structures are presented from Russia, 12 from Finland, 4 from Sweden and 12 from Norway. These structures display a range of deformation types, from ductile, through brittle-ductile to brittle with a wide variation in geometries and reactivation history. They contain gold from a wide variety of geological environments, some tectonically re-worked from earlier deposits.

101	Eest Kuolojarvi Fault
Type	Fault
Strike	N-S
Dip direction / approx. dip angle	Subvertical
Kinematics (sense of movement)	Strike-slip
Dominant deformation style	Ductile, semi-ductile
Kinematics during reactivation	Strike slip
Deformation style during reactivation	Ductile, semi-ductile
Size (length and/or width; depth)	>80 km length, up to 1 km width
Age of first/major activity	Mesoarchaeon
Age of reactivation	Palaeoproterozoic (Svecofennian – late-kinematic granite –1850 Ma)
Control of (gold) mineralization	Not controlled by gold, but gold is related to NE Raivojarvi shear zone (Maiskoe deposit epithermal gold)
Comments	
References	Beljaev K.D., Korsakova M.A., 1978 Feoktistov et al., 2010

Fig. 3. Extract from attribute table from the merged and standardised shapefile from the selected major structures presented below in fig. 4

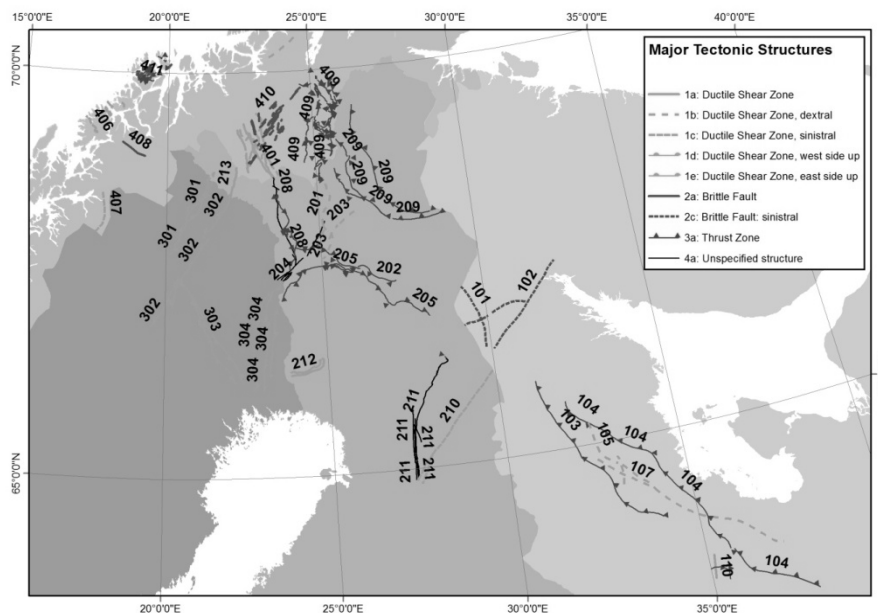


Fig. 4. Map of the Fennoscandian Shield showing the main gold-related structures. Coding refers to the structure number in the appendix and the shapefile. Numbers starting with 1 refer to Russia, 2 are Finland, 3 are Sweden and 4 are from Norway

Notable highlights of this study are the correlation of structures across national boundaries. For example, the Kautokeino Greenstone Belt (KKGB) structures (401) in Norway are in fact the same set of structures as the Äkäsjärvi-Enontekiö Shear Zone (208) in Finland and possible the northerly continuation of the Pajala Shear Zone (304) in Sweden. However, the documented kinematics are different in all three countries. It is as yet unclear if this is related to a complex geometric-kinematic pattern during one deformation event, geographically variable overprinting or problems with the interpretation of the kinematics. Also the Mierujavri-Sværholt Fault Complex (410) in Norway appears to be the same continuous structure extending for several hundred kilometre strike-length towards the SSW. In Finland this structure is the Ruossakero Shear Zone (213) and in Sweden it is termed the Kiruna-Naimakka Deformation Zone (301) and the Karesuando-Arjeplog Deformation Zone (302). This single structure is again defined with different kinematics and deformation style. Also, we tentatively correlate the E-W striking thrust structures in Finland, the Sirkka Line (202) and the Venejoki Shear Zone (205) with the suite of structures further east in Russia (103–105), based on their similar orientation, deformation style and kinematics. Correlation of the majority of the Norwegian structures (402–408) west of the Caledonian nappe sheets is problematic and remains a challenge for the future.

This study benchmarks the status of our knowledge on the integration of knowledge tectonic structures in northern Fennoscandia and their importance for gold mineralisation. Moreover, it also highlights where our common knowledge is lacking and points to avenues of investigation for the future. Combining the knowledge of gold-bearing structures with other areas of expertise, the FENGOT project marks a significant point of progress in our understanding of the geology and gold mineralisation in northern Fennoscandia and opportunities for the future.

THE AGE OF THE ARCHAEOAN GREENSTONE BELTS IN FINLAND

Huhma H.

Geological Survey of Finland, P.O.Box 96, FIN-02151 Espoo, Finland

Archaean greenstone belts worldwide host many gold deposits. Although these deposits may have been formed late during the geological evolution it is important to know the origin and age of host rocks. The quality of dating has been improved recently using CA-TIMS, SIMS and LA-MCICPMS methods, leading to modification of some older estimates.

Reliable concordant U-Pb zircon data obtained for volcanic rocks in the Archaean greenstone belts in Finland indicate distinct age groups for each belt: Suomussalmi 2.94, 2.87 and 2.82 Ga; Kuhmo-Tipasajärvi 2.84–2.80 Ga; Ilomantsi 2.75 Ga; Kovero 2.88 and 2.75 Ga; Oijärvi 2.82–2.80 Ga; and NW-Lapland 2.93 and 2.84 Ga [1]. The relative abundance of rocks within these age groups still remains unclear. Results from the Kuhmo belt indicate that the age of felsic and gabbroic rocks in the central part of the belt (Kellojärvi area) is 2798 ± 2 Ma, which is also the minimum age for the local mafic-ultramafic magmatism, including komatiites. Tholeiitic mafic rocks in the Kuhmo belt, as represented by the Moisiovaara gabbro, are 2823 ± 6 Ma in age, which is considered the maximum age for the komatiites. Both the Kuhmo and Tipasajärvi belts contain sedimentary rocks that were deposited after 2.75 Ga, and thus at least 50 Ma after the volcanism. Still younger sediments have been found in the Arola area of the Kuhmo belt, where a deformed quartzite contains detrital zircon as young as 2.70 Ga. The sediments in the paragneiss belts outside the greenstone belts proper were deposited ca. 2.72 Ga ago.

Sm-Nd isotopic results show that volcanic rocks in the Kuhmo and Tipasajärvi belts largely represent newly mantle-derived material [2]. The bulk of the granitoids surrounding the belt postdate the volcanic rocks, and the isotope results as a whole suggest that the contribution of older crustal material was negligible and does not support the existence of continental basement during the formation of the supracrustal rocks within these belts. In contrast, in the Suomussalmi belt, Sm-Nd and Pb isotope results indicate a major involvement of significantly older crustal material (>3 Ga). A minor contribution of older crustal material is also evident in the Ilomantsi belt, where some igneous rocks contain xenocrystic zircon up to 3.3 Ga in age. Altogether, the isotope results suggest that the belts store a long-lived (>200 Ma), fragmentary record of geological evolution, possibly in various geodynamic settings, including an oceanic plateau (Kuhmo, Tipasajärvi), island arc (Ilomantsi), back arc/intra-arc (paragneiss belts) and intra-continental rift (Suomussalmi).

References

1. Huhma H., Mänttari I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Lahaye Y., Luukkonen E., Pietikäinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M. & Whitehouse M. 2012a. The age of the Archaean greenstone belts in Finland. In: Hölttä P. (editor) The Archaean of the Karelia Province in Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 54, 74–175, 69 figures, 1 table and 4 appendices.
2. Huhma H., Kontinen A., Mikkola P., Halkoaho T., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Luukkonen E., Mutanen T., Peltonen P., Pietikäinen K. & Pulkkinen A. 2012b. Nd isotopic evidence for Archaean crustal growth in Finland. In: Hölttä P. (editor) The Archaean of the Karelia Province in Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 54, 176–213, 20 figures and 1 appendix.

ТИПЫ И СОСТАВ ЗОЛОТО- И ЗОЛОТО-ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ И СЛАНЦАХ КМА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ РОССИЯ)

Чернышов Н.М.

Воронежский государственный университет, Воронеж, petrology@list.ru

TYPES AND COMPOSITION OF GOLD AND GOLD-PLATINUM MINERALIZATION IN IRON FORMATION FROM KMA, CENTRAL RUSSIA

Chernyshov N. M.

Voronezh State University, petrology@list.ru

Стратифицированные углеродистые сланцы и железистые кварциты раннего докембрия, имеющие глобальное распространение, являются одним из высокоперспективных источников селективной и попутной добычи золота и платиноидов в XXI столетии [1, 2, 4, 5, 10].

В пределах КМА, золото- и золото-платинометалльное оруденение, ассоциирующее с железистыми кварцитами и межрудными сланцами курской серии ряда отрабатываемых супергигантских (Михайловское, Лебединское) и гигантских (Стойленское, Коробковское и др.) железорудных месторождений и углеродистыми сланцами и метасоматитами оскольской серии, и наиболее полно проявившихся в ряде структурно-формационных зон, которое характеризуется: а) полициклическостью и многостадийностью развития с резким преобладанием терригенно-осадочных (в том числе, мощных железорудных) отложений на ранних стадиях (курская серия) и возрастающей ролью углеродистых вулканогенно-осадочных и вулканических образований (оскольская серия); б) широким развитием в разной мере дифференцированных вулканоплутонических ассоциаций пикрит-толеит-базальтовых и базальт-андезит-дацитовыми вулканитами (оскольская серия), магматитами ультрамафит-мафитового, габбродиорит-диорит-гранодиоритового и гранитоидного состава; в) высокой степенью интенсивности проявления складчатости, сложным структурным рисунком разломных нарушений различных порядков с образованием зон объемного катаклаза, выступающих в качестве контролирующих элементов рудообразующих систем; г) низкоградиентный тип метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой и в большей мере зеленосланцевой фаций, способствующий перераспределению и накоплению рудного вещества в железистых кварцитах и межрудных сланцах курской серии (курский и старооскольский типы); углеродистых осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях оскольской серии и их метасоматитах (тимской и кшенский типы) и образующих, по-существу, единую длительно формирующуюся золото-платинометалльную рудообразующую систему [4,5,7].

По условиям локализации, морфологии и масштабам рудных залежей, особенностям их минерализации, содержаниям благородных металлов и промышленной значимости выделены шесть типов [4,7] золото-платинометалльного оруденения в железистых кварцитах и их техногенных продуктах: 1) осадочно-метаморфогенный рассеянный с низкими содержаниями Au (0,02–0,12 г/т) и МПГ (до 0,05 г/т) (обширные площади развития железистых кварцитов в пределах месторождения); 2) стратифицированный метаморфогенно-метасоматический мощных (до 90 м), протяжённых (до 70 км) сульфидизированных контактовых зон железистых кварцитов с подстилающими сланцами (Au=0,54–6,18 г/т, Pt=0,12–0,30 г/т, Pd=0,58–0,77 г/т) и внутрирудных углеродсодержащих толщ (Au=2,6–36,6 г/т, Ag=91–540 г/т, Pt=0,14–0,28 г/т, Pd до 0,57 г/т); 3) гидротермально-метасоматический (линзы и жилы метасоматитов, протяжённостью первые сотни метров при мощности до 3–5 м; Au=0,6–6,2 г/т иногда до 35,8 г/т, МПГ=0,3–0,5 г/т); 4) гипергенно-метасоматический в зонах развития линейных кор выветривания (богатые маритовые руды; Au=0,64–4,30 г/т, иногда до 41,7 г/т, Pd до 1,5 г/т); 5) осадочный (базальные горизонты зон несогласий (докембрий, фанерозой и фосфоритовые плиты девона); Au=0,53 г/т, Pt=0,15 г/т, Pd=1,70 г/т, PЗЭ=556,3 г/т, U=12,2–23,6 г/т); 6) техногенный (промпродукты-хвостоотвалы действующих ГОКов; высокие концентрации МПГ до 1,6 г/т, Au= 25,0–43,5 г/т в песках гидроциклона и Pd=0,4 г/т, Pt=0,2 г/т и Au=15,0 г/т в немагнитной фракции; [3]).

Золото-платинометалльное оруденение КМА характеризуется сложным полиминеральным (более 60 минералов) и многокомпонентным составом (табл. 1). Определяющими особенностями благороднометалльного оруденения являются: а) многообразие форм концентрирования и широкое

развитие (около 30; см. табл. 1) собственных минеральных фаз ЭПГ, Au и сопутствующих им элементов (Ag, Te, Bi).

Помимо собственных минеральных фаз значительные концентрации ЭПГ и Au установлены в сульфидах и их аналогах (Pd=0,01–2,3 мас. %, Pt=0,02–1,28 мас.%, Au=0,02–0,62 мас. %, Ag до 0,42 мас. %) [4].

Таблица 1

Рудные минералы золото-платинометалльного оруденения в железорудных месторождениях КМА

<i>Самородные металлы, металлические твердые растворы и интерметаллические соединения</i>	
Золото самородное и палладий-серебро-медьсодержащее	1. Au _{0,96} Ag _{0,03} ; 2. Au _{0,89} Ag _{0,05} Cu _{0,07} ; 3. Au _{0,99} Ag _{0,01} ; 4. Au _{0,90} Ag _{0,10} ; 5. Au _{0,67} Ag _{0,26} Cu _{0,07} ; 6. Au _{0,70} Ag _{0,29} Pd _{0,01} ; 7. Au _{0,96} Ag _{0,02} Cu _{0,02}
Осмий	Os _{0,77} Ir _{0,19} Ru _{0,03} Pt _{0,01}
Рутений	Ru _{0,64} Ir _{0,18} Os _{0,10} Pt _{0,06} Pd _{0,01} Rh _{0,01}
Висмут	Bi
Висмут теллурсодержащий	Bi _{0,98} Te _{0,02}
Рутениридосмин	Os _{0,44} Ru _{0,39} Ir _{0,1} Ni _{0,03} Cu _{0,02} Pt _{0,01}
Платрутеносмиридий	Pt _{0,34} Ru _{0,32} Os _{0,17} Ir _{0,17}
Иридрутеносмид	Ru _{0,5} Ir _{0,21} Os _{0,19} Pt _{0,08} Rh _{0,01}
Золото-серебряные сплавы	1. Au _{0,70} Ag _{0,30} ; 2. Ag _{0,50} Au _{0,49} ; 3. Au _{0,74} Ag _{0,26} ; 4. Au _{0,65} Ag _{0,35}
Золото-медные и золото-медно-серебряные сплавы	1. Au _{0,50} Cu _{0,50} ; 2. Au _{0,52} Cu _{0,48} ; 3. Au _{0,53} Cu _{0,46} Ag _{0,01}
Электрум	1. Au _{0,48} Ag _{0,52} ; 2. Ag _{0,30} Au _{0,70}
Кюстелит	Au _{0,17} Ag _{0,83}
Минералы ряда:	
рутений, иридий, осмий, платина -	Ru _{0,29} Ir _{0,28} Os _{0,19} Pt _{0,17} Fe _{0,05} Rh _{0,01}
рутений, платина, родий -	Ru _{0,38} Pt _{0,32} Rh _{0,13} Ir _{0,06} Os _{0,06} Fe _{0,04} Ni _{0,01}
осмий, рутений, иридий -	Os _{0,41} Ir _{0,28} Ru _{0,28} Pt _{0,08} Rh _{0,02} Fe _{0,01} Ni _{0,01}
Сульфиды	
Прассонит	(Rh _{16,45} Pt _{0,61} Ru _{0,43}) _{17,49} S _{15,00}
Маккинстриит	(Ag _{1,15} Au _{0,10} Fe _{0,10} Cu _{0,66}) _{2,01} S
Гр. Пирротина (Pt, Pd, Au-содержащий)	Fe _{1-x} S
Пирит (Pt, Pd, Au-содержащий)	FeS ₂
Халькопирит (Pt, Pd, Au-содержащий)	CuFeS ₂
Марказит	FeS ₂
Сфалерит	ZnS
Галенит (Pt, Pd, Au, Ag-содержащий)	PbS
Молибденит	MoS ₂
Борнит (Pd-содержащий)	Cu ₅ FeS ₄
Халькозин	Cu ₂ S
Ковеллин	Cu ₂ S-CuS ₂
Пенталандит	(Fe, Ni) ₉ S ₈
Сульфоарсениды, теллуриды, антимониды, висмутиды, сульфосоли	
Мончеит	(Pt _{0,994} Pd _{0,026} (Bi _{0,063} Te _{1,937}) _{2,00}
Сперрилит	(Pt _{1,01} Fe _{0,02}) _{1,03} (As _{1,91} S _{0,09}) _{2,00}
Петцит	1. (Ag _{3,09} Au _{1,03}) _{4,12} Te _{2,00} ; 2. (Ag _{3,01} Au _{0,96}) _{3,97} Te _{2,00} ; 3. (Ag _{2,99} Au _{1,04}) _{4,03} Te _{2,00}
Гессит	1. (Ag _{1,99} Au _{0,03}) _{2,02} (Te _{0,96} Bi _{0,04}); 2. Ag _{2,01} Te _{1,00}
Креннерит	(Au _{0,85} Ag _{0,16}) _{1,01} Te _{2,00}
Цуманит	Au _{0,85} Te _{0,51} Bi _{0,48}
Сильванит	1. (Au _{0,55} Ag _{0,46}) _{1,01} Te ₂ ; 2. (Au _{0,72} Ag _{0,32}) _{1,04} Te ₂
Волынскит	(Ag _{1,03} Bi _{1,01}) _{2,04} Te ₂
Мутманнит	(Au _{0,97} Ag _{1,02}) _{1,99} Te ₂
Мальдонит	(Au _{1,98} Ag _{0,14}) _{2,12} Bi _{1,00}
Алтаит	1. Pb _{1,04} Te _{1,00} ; 2. Pb _{1,00} (Te _{0,94} S _{0,06}) _{1,00}
Лиллианит	Pb _{3,00} Bi _{2,10} S _{6,00}
Висмутин	Bi _{2,04} S _{2,96} Cu _{0,04}
Хедлиит (Pt-содержащий)	Te _{3,00} Bi _{6,95}
Жозеит-А	1. Te _{1,00} S _{2,02} Bi _{3,68} ; 2. Te _{1,07} S _{1,90} (Bi _{4,01} Cu _{0,10}) _{4,11}
Тетрадимит	1. (Te _{2,04} S _{1,00}) _{3,04} Bi _{2,00} ; 2. (Te _{2,00} S _{1,00}) _{3,00} Bi _{2,00}

Арсенопирит (Pt-содержащий)		FeAsS	
Теннантит		Cu ₁₂ As ₄ S ₁₃	
Тетраэдрит		Cu ₁₂ Sb ₄ S ₁₃	
Никелистый кобальтин-герсдорфит (Pd-содержащий)		1. (Co _{0,67} Ni _{0,27} Pd _{0,04} Fe _{0,02})AsS; 2. Co _{0,68} Ni _{0,22} Fe _{0,07} Pd _{0,03}	
Герсдорфит (Pd-содержащий)		(Ni _{0,84} Co _{0,09} Fe _{0,08} Pd _{0,02})AsS	
Лёллингит никельсодержащий		(Fe _{0,82} Ni _{0,18})As ₂	
Оксиды, гидрооксиды и др.			
Магнетит	Fe ₃ O ₄	Лимонит	FeO(OH)·nH ₂ O
Гематит	Fe ₂ O ₃	Лепидокрокит	FeO(OH)
Ильменит	FeTiO ₃	Сидерит	Fe[CO ₂]
Рутил	TiO ₂	Ярозит	Fe ₃ (OH) ₆ [SO ₄] ₂
Касситерит	SnO ₂	Барит	Ba[SO ₄]
Уранинит и настуран	U ₂ UO ₇	Шеелит	Ca(W, Mo)O ₄
Бадделеит	ZrO ₂	Монацит	(Ce, La)PO ₄
Гетит	FeO(OH)	Циркон	Zr[SO ₄]

Золото и золото-платинометалльное оруденение, ассоциирующее с внутрирудными сланцами курской серии (старооскольский тип) и высокоуглеродистыми сланцами и их метасоматитами (тимской и кшенский типы), по-существу, образуют единую палеопротерозойскую рудномагматическую систему.

Оруденение **тимского типа**, сосредоточенное, преимущественно, в крупной (протяжённость 130 км при ширине 30–50 км) Тим-Ястребовской структуре КМА характеризуется [4, 5]: а) локализацией в нижней сульфидизированной углеродистой терригенно-осадочной части разреза тимской свиты оскольской серии; б) многоуровневым (3–7 горизонтов, мощностью от первых метров до 25–30 метров) размещением, высокими концентрациями (1,5–34,6 г/т) ЭПГ и Au; в) высокой степенью концентрирования благородных металлов в наиболее тонкозернистой (<0,06 мм) сульфидно-углеродистой фракции, в которой их концентрации многократно (15–16 раз) превышают содержания в исходных (рудовмещающих) породах [5, 6].

К этой структуре приурочен **кшенский тип** золото-платиносодержащего оруденения, сосредоточенный в протяжённой Воскресеновской рудоносной зоне рассланцованных, катаклазированных, миланитизированных и различных по степени интенсивности метаморфически и метасоматически преобразованных основных и ультраосновных вулканитов и углеродсодержащих вулканогенно-осадочных пород верхней части разреза тимской свиты. Характерными особенностями кшенского типа оруденения являются [2, 4–6]: а) отчётливая пространственно-временная связь золото-платиносодержащих руд с зонами повышенной сульфидной минерализации, определяющая принадлежность оруденения к сульфидно-вкрапленному типу с ведущей ролью пирит-пирротинового и арсенопирит-пиритового минеральных парагенезисов при крайне ограниченном проявлении жильного сульфидно(пирит)-кварцевого типа; б) резкое преобладание Au над Pt и Pd; в) значительная аналогия по геолого-структурному положению, характеру рудовмещающих пород, условиям локализации бескварцевого сульфидно-вкрапленного типа оруденения с рядом известных крупных месторождений (Калгури в Австралии, Гейта в Танзании, Вендерер в Южной Родезии; [4,5,10]).

Золото-платинометалльное оруденение старооскольского, тимского и кшенского типов характеризуется сложным многокомпонентным, полиминеральным составом (свыше 60 рудных минералов, в том числе более 20 собственных минеральных фаз ЭПГ и Au; табл. 2) и примесей в основных платино-паладий-золотосодержащих рудообразующих сульфидах (мас.%) – пирротине (Au до 0,27, Pt до 0,27 и Pd до 0,13), пирите (Pt до 0,18, Au до 0,17 и Pd до 0,03), халькопирите (Pt до 0,60, Au до 0,16 и Pd до 0,08), сфалерите (Pd до 0,06) и других спорадически развитых сульфидах, сульфоарсенидах, сульфоантимонидах и теллуридах – арсенопирите (Au до 0,32, Pt до 0,18), пентландите (Au=0,13, Pt до 0,07, Pd до 0,04), галените (Pt до 0,15, Au до 0,10), молибдените (Pd до 0,14, Au до 0,07), теллуrowисмутите (Pt до 0,95, Au до 0,35, Pd до 0,08), ульманите (Pt до 0,17, Au до 0,11, Pd до 0,08), алабандине (Pd до 0,13, Pt до 0,10, Au до 0,10), герсдорфите (Pt до 0,22, Au до 0,31, Pd до 0,02), кобальтине (Pd до 0,03), которые в совокупности с нахождением благородных металлов в углеродистом веществе (в том числе и в фуллеренах) определяют необходимость разработки принципиально новых экологически безопасных технологий извлечения всего комплекса металлов.

Минералы золото-платинометалльного оруденения черносланцевого типа КМА

Самородные металлы	
Золото	Au
Палладий	Pd
Платина	Pt
Осмий	Os
Медь	Cu
Серебро	Ag
<i>Металлические твердые растворы и интерметаллические соединения</i>	
Палладий платиносодержащий	$Pd_{0.94}Pt_{0.06}$
Платина железосодержащая	$Pt_{0.96}Fe_{0.04}$
Золото-платина-палладий	$Pd_{0.86}Pt_{0.08}Au_{0.04}Fe_{0.02}$
Осмистый иридий (невьянскит?)	(Ir, Os)
Платиридосмин	(Os, Ir, Pt)
Рутениридосмин	(Os, Ir, Ru)
Золото ртуть-теллур-серебросодержащее	$Au_{0.53}Ag_{0.29}Te_{0.07}Hg_{0.02}$
Амальгама золота-серебра	$Au_{6.95}Ag_{6.07}Hg_{3.14}$
Аркверит	(Ag, Hg, Pt)
Станнид палладия (неназванный минерал)	$PdSn_2$
Платина-палладий-золото-серебро-олово	(Pt, Pd, Au, Ag, Sn, Zn)
<i>Сульфиды</i>	
Пирит	FeS_2
Ni-Cu-пирит	$(Fe, Cu, Ni)S_2$
Ni-Co-пирит	$(Fe, Ni, Co)S_2$
Макинавит	$(Fe_{7.86}Ni_{0.89}Co_{0.04}Cu_{0.13}Zn_{0.02})_8.94S_{8.06}$
Пирротин	$Fe_{1-x}S$
Ni-пирротин	$(Fe, Ni)_{1-x}S$
Пенталандит, в том числе Ag-Pt-Pd-содержащий	$(Fe, Ni)_9S_8$
Халькопирит	$(CuFe)S_2$
Марказит	FeS_2
Кубанит	$CuFe_2S_3$
Виоларит	$FeNi_2S_4$
Марганцовистый сфалерит	$(Zn_{0.87}Mn_{0.13})S$
Селенистый галенит	$(Pb_{0.99}Fe_{0.03})_{1.02}(S_{0.77}Se_{0.21})_{0.98}$
Молибденит, в том числе Re-Pd-Au-содержащий	MoS_2
Киноварь	HgS
Дигенит	$Cu_{2-x}S$
Куприт	Cu_2O
<i>Сульфоарсениды, теллуриды, антимониды, селениды, сульфосоли</i>	
Сперрилит	$PtAs_2$
Ирарсит	(Ir, Ru, Rh, Pt) AsS
Арсенопирит	$(Fe_{0.9}Ni_{0.1})AsS$
Алтаит	$(Pb_{0.95}Fe_{0.13})_{1.08}Te_{0.92}$
Гессит	$(Ag_{1.94}Cu_{0.04})_{1.98}Te_{1.02}$
Ульманит	$(Ni_{0.87}Co_{0.07}Fe_{0.07}Cu_{0.01})_{1.02}Sb_{1.01}S_{0.97}$
Теллуровисмутит	$(Bi_{1.69}Pb_{0.23}Fe_{0.11}Ag_{0.04})_{2.07}(Te_{2.89}Sb_{0.02}Se_{0.01})_{2.92}$
Буланжерит	$(Pb_{4.64}Cu_{0.57}Fe_{0.28})_{5.44}(Sb_{3.92}Sn_{0.02})_{3.49}(S_{10.4}Se_{0.10})_{10.59}$
Клаусталит	$(Pb_{0.98}Cu_{0.02})_{1.0}(Se_{0.78}S_{0.27})_{1.0}$
Цинкосодержащий станнин	$Cu_{1.95}(Fe_{0.97}Zn_{0.11})_{1.08}Sn_{1.02}S_{3.95}$
Станнин	$Cu_{1.98}(Fe_{1.08}Ni_{0.01})_{1.09}Sn_{1.00}S_{3.94}$
Селенид палладия и платины (неназванный минерал)	$(Pd_{2.39}Pt_{0.53}Fe_{0.06})_{2.98}Se_{2.02}$
Тетраздрит	$Cu_{12}Sb_4S_{13}$
Теллурантимонид палладия (тестибиопалладинит (?))	$(Pd_{0.88}Fe_{0.10}Ni_{0.08})_{1.06}(Te_{1.01}Sb_{0.89}Bi_{0.04})_{1.94}$
<i>Оксиды, вольфраматы, молибдаты, фосфаты и др.</i>	
Ильменит	$FeTiO_3$
Магнетит	Fe_3O_4
Рутил	TiO_2
Касситерит	SnO_2
Шеелит	$Ca(W, Mo)O_4$

Перовскит	$(\text{Ca,Ba,Sr})\text{TiO}_3$
Титанат бария	$(\text{Ba,Ca})(\text{Ti,Zr})\text{O}_4$
Титанат бария и висмута	$(\text{Ba,Bi})_{1-x}(\text{Ti,Nb})\text{O}_3$
Бадделиит	$(\text{Zr,Hf,Sc})\text{O}_2$
Циркон	$\text{Zr}[\text{SO}_4]$
Барит	$\text{Ba}[\text{SO}_4]$
Монацит	$(\text{Ce,La,Nd,Th,Y,Gd,Sm})\text{PO}_4$
Апатит	$\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F,Cl})$

Выполнена оценка ресурсов (категории P_1 – P_2 – P_3) в пределах развития черносланцевых толщ и метасоматитов (тимской и кшенский типы) Тим-Ястребовской структуры ($\text{Au} = 1754$ т, $\text{ЭПГ} = 763$ т; $\text{Au} + \text{ЭПГ} = 2517$ т) и стратиформного черносланцевого старооскольского типа в пределах контура Михайловского железорудного узла (по категории $P_2 + P_3$; $\text{Au} = 520$ т, $\text{Pt} = 275$ т, $\text{Pd} = 561,6$ т; $\text{Au} + \text{ЭПГ} = 1356,6$ т).

Комплекс структурно-вещественных признаков по закономерностям размещения, идентичности минерального состава, формам нахождения ЭПГ, Au в железистых кварцитах, углеродистых сланцах и вулканитах, близкие соотношения стабильных изотопов C , O , S и другим параметрам (в том числе числовым характеристикам по РТ-условиям [4–6] образования силикатных и рудных минеральных парагенезисов) свидетельствуют о формировании курского, тимского, старооскольского и кшенского типов как единой благороднометалльной рудообразующей системы в условиях сопряженной деятельности нескольких разнородных источников рудного вещества [4–6, 8]. В совокупности эти источники (рис.) определяют принадлежность золото-платинометалльного оруденения в железистых кварцитах и пространственно совмещённых с ними углеродистых сланцах рудных районов к полигенной и полихронной рудообразующей системе мегаблока КМА [2, 4–6, 8 и др.].



Источники поступления рудного вещества при формировании благородно-металльного оруденения в железистых кварцитах, сланцах и метасоматитах рудных районов КМА

Geological-genetic types and mineral composition of gold and gold-platinoid mineralization in the ferruginous quartzites and shales within the deposits of the Kursk Magnetic Anomaly are established. For the first time over 20 independent mineral phases of noble metals and their impurities in sulfides and sulfoarsenides are revealed.

Литература

1. Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. – СПб. Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
2. Додин Д.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., Чернышов Н.М. Углеродсодержащие формации – новый крупный источник платиновых металлов XXI века. / Додин Д.А., Чернышов Н.М., Золоев К.К., Коротеев В.А./ М.: ООО «Геоинформмарк», 2007. 130 с.
3. Тигунов Л.П., Быховский Л.З. Проблемы и перспективы попутного получения благородных металлов из нетрадиционных источников минерального сырья // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. Матер. Всеросс. симпозиума. М.: 2002. С.381–384.
4. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Воронеж. Гос. Ун-та. 2004. 448 С.
5. Чернышов Н.М. Золото-платинометалльное оруденение черносланцевого типа Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). / Воронеж: Изд-во Воронеж. Гос. Ун-та. 2007. 177 с.
6. Чернышов Н.М. Минералы благородных в рудах черносланцевого типа Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // Зап. РМО. 2009. СХХХVI. № 1. С.36–51
7. Чернышов Н.М. Типы и минеральный состав золото-платинометалльного оруденения железорудных месторождений-гигантов КМА (Центральная Россия) // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 3. С. 395–399.
8. Чернышов Н.М., Понамарева М.М. Роль первичных источников (продуцентов) при формировании благороднометалльного оруденения в железорудных месторождениях КМА // Вестник Воронежского гос. Ун-та, Геология. Воронеж, 2012. № 1. С. 108–115.
9. Шелехов А.Н., Лючкин В.А., Ляховкин Ю.С. Месторождения железистых кварцитов и продукты их передела – новый перспективный источник золото-платинометалльного сырья в XXI в. (на примере Центральной России) // Платина России. М.: ЗАО «Геоинформмарк». 1999. Т. III. Кн. 2. С. 289–294.
10. Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания) / М.: Изд-во «Недра», 1972. 295 с.

ЗОЛОТО В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ МИХАЙЛОВСКОГО И СТАРООСКОЛЬСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ РАЙОНОВ КМА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ РОССИЯ)

Чернышов Н.М.¹, Понамарёва М.М.²

Воронежский государственный университет, ¹petrology@list.ru; ²marichka15@mail.ru

GOLD IN THE WEATHERING CRUST OF IRON FORMATION IN MIKHAILOVSKY AND STAROOSKOLSKY IRON PROVINCES, KMA, CENTRAL RUSSIA

Chernyshov N.M., Ponomareva M.M.

Voronezh State University, Voronezh, ¹petrology@list.ru; ²marichka15@mail.ru

На территории Курской магнитной аномалии (КМА) выделяют два неоархейских зеленокаменных пояса, с которыми пространственно сопряжены Михайловский и Старооскольский железорудные районы. В пределах последних широко развиты коры выветривания железистых кварцитов, которые являются перспективными на золото и другие благородные металлы [1–3, 7].

В геологическом строении месторождений принимают участие нижнепротерозойские образования, представленные курской и оскольской сериями. В составе курской серии выделены две свиты: стойленская и продуктивная коробковская, которая включает две железорудные и две сланцевые подсвиты [4].

На месторождениях широко развита кора выветривания железистых кварцитов, которая представлена следующими морфологическими типами – площадной, линейно-площадной и линейной.

В железистых кварцитах Лебединского месторождения самородное золото представлено изометричными почти округлыми, реже пластинчатыми (мелкие золотины) формами зерен и октаэдрическими, кубооктаэдрическими кристаллами, лишенными включений и зональности. Так же отмечаются сростки золота с другими минералами: с халькопиритом, магнетитом, галенитом, петцитом, гесситом, маккинстриитом, креннеритом, пиритом и борнитом [1]. В коре выветривания железистых кварцитов Лебединского месторождения автором было установлено (12 зерен): самородное золото, химически чистое, которое вероятно прошло полный цикл

преобразования. В результате этого процесса из него практически полностью вынесено серебро (табл. 1, рис. 1), лишь иногда отмечается золото с примесью серебра (рис. 1), пористое золото, причем поры пустые (рис. 1). Золото из коры выветривания имеет преимущественно неправильную, корродированную форму. Подавляющая часть зерен имеет размер менее 40 мкм, но встречаются золотины до 0,18 мм. Самородное золото окатанной формы имеет более высокую пробность, чем золото из борнита, которое напоминает структуру распада твердых растворов (рис. 1). Мелкие золотины были обнаружены в богатой руде во фракции -40μm, при пересчете на концентрат 0,4 мг/т.

Таблица 1

Химический состав самородного золота из коры выветривания железистых кварцитах Лебединского месторождения [7]

Элементы	Самородное золото							
	Содержание, мас.%							
Cr		0,34						
Fe		0,54						
Cu								
Ag			8,46	9,02	6,51	3,77	6,25	8,82
Au	100,00	99,12	91,54	90,98	93,49	96,23	93,75	91,18
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Кристаллохимические формулы								
1	Au							
2	$Au_{0,97}Fe_{0,02}Cr_{0,01}$							
3	$Au_{0,86}Ag_{0,14}$							
4	$Au_{0,85}Ag_{0,15}$							
5	$Au_{0,89}Ag_{0,11}$							
6	$Au_{0,93}Ag_{0,07}$							
7	$Au_{0,89}Ag_{0,11}$							
8	$Au_{0,85}Ag_{0,15}$							

Примечание: Здесь и ниже анализы выполнены в ЗАО «РАЦ Механобр-Инжиниринг Аналит» (аналитик А. Антонов). Самородное золото: 1 – точки 019, 020; 2– точки 042, 044; 3 – точка 046; 4 – точка 068; 5 – точка 080; 6 – точка 081; 7–8* – анализы выполнены в ЗАО «НАТИ» (аналитик В.В. Кнауф)

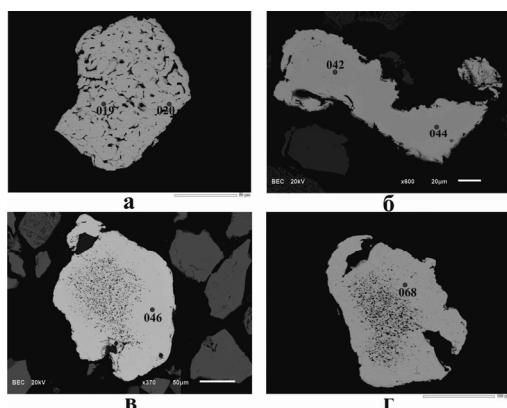


Рис. 1. Зерна самородного золота из коры выветривания Лебединского месторождения (табл. 1)

Самородное золото из железистых кварцитов в основном изометричной формы. Присутствие золота отмечается и в кристаллах пирита. С самородным золотом ассоциируют сотни зерен минералов висмута (по мере снижения распространенности): самородный висмут, висмутин, тетрадимит и значительно более редко наблюдаются жозеит (жозеит А) и лиллианит, а так же шеелит, барит и уранинит, содержащий значительную примесь радиогенного свинца [1].

В коре выветривания железистых кварцитов Стойленского месторождения автором установлено 16 зерен самородного золота изометричной, неправильной и корродированной формы (рис. 2). Большая часть золотинок менее 80 мкм, но были встречены зерна до 0,2 мм. На большинстве зерен золота отмечаются следы выветривания, выражающиеся в каемке практически чистого золота (рис. 2 а-г), но так же встречаются сростки золота с нерудными минералами (кварц, реликты амфибола). Для самородного золота из Стойленского месторождения характерна лигатура Ag (табл. 2, рис. 2), за редким исключением Fe.

Рис. 2. Зерна самородного золота из коры выветривания Стойленского месторождения:

а) зерно золота со следами выветривания в виде каемки чистого золота; б) участок срастания золота с породообразующими минералами; в) изометричной формы золото с каемкой чистого золота; г) корродированное зерно золота по периферии с оторочкой чистого измененного золота; д) зерно самородного золота с порами в центральной области; е) золото в срастании с кварцем (номера соответствуют анализам в табл. 2).

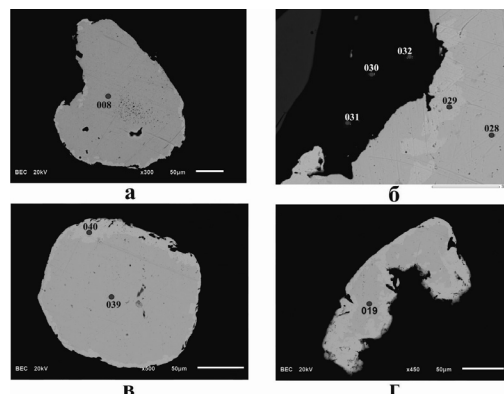


Таблица 2

Химический состав самородного золота из коры выветривания железистых кварцитов Стойленского месторождения [7]

Элементы	Самородное золото					
	Содержание, мас. %					
1	2	3	4	5	6	
Ag	16,00	16,18	0,69	18,87	0,16	17,76
Au	84,00	83,82	99,31	81,13	99,84	82,24
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Кристаллохимические формулы						
1	$Au_{0,74} Ag_{0,26}$					
2	$Au_{0,74} Ag_{0,26}$					
3	$Au_{0,98} Ag_{0,02}$					
4	$Au_{0,71} Ag_{0,22}$					
5	$Au_{0,998} Ag_{0,001}$					
6	$Au_{0,72} Ag_{0,28}$					

Примечание: 1 – (Au а) анализ 008; 2–3 – (Au б) анализ 028, 0,29; 3 – (Au в) анализ 039, 040; 4 – (Au г) анализ 019.

На Михайловском месторождении *самородное золото* обнаружено в 17 зернах, пробность которых варьирует от 743 до 989 (лигатура – серебро) (табл. 3, рис. 3).

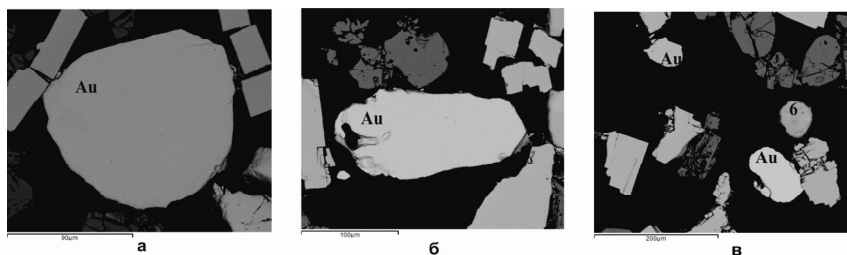


Рис. 3. Формы выделения золота из коры выветривания железистых кварцитов Михайловского месторождения [2, 3, 7]:

а, б – золото самородное; в – золото, платиносодержащий рутениридосмин (6).

Самородное золото из железистых кварцитов [4–6] Михайловского месторождения представлено объемно комковатыми, уплощенно-лепешковидными зернами, преимущественно удлиненными в плане до соотношения 1:2. Края большинства золотинок криволинейные, слегка зазубренные. Поверхность золотинок преимущественно мелкоячеистая и шагреневая. Пробность золота меняется в небольших пределах. В единичных зернах отмечаются примеси Cu, Hg, Se, As.

Золото самородное характеризуется высокой пробностью – 993 (лигатура – медь; рис.6 б); 989 (лигатура – серебро; рис.6 а); 897 (лигатура – серебро, примесь палладия – 0,4 мас.%) [4–6].

Таблица 3

**Средний химический состав золота в коре
выветривания железистых кварцитов
Михайловского месторождения [2, 3, 7]**

Самородное золото				
Элемент	Содержание, мас. %			
	1 (4)	2 (3)	3 (7)	4 (3)
Au	74,73	89,36	94,18	98,56
Ag	25,28	10,64	5,82	1,44
Pd	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Cu	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Кристаллохимические формулы				
1	Au _{0,62} Ag _{0,38}			
2	Au _{0,82} Ag _{0,18}			
3	Au _{0,9} Ag _{0,1}			
4	Au _{0,97} Ag _{0,03}			

Примечание: В скобках – количество анализов, использованных для расчета среднего состава. Нумерация строк соответствует номерам столбцов

Сравнение полученных результатов по коре выветривания с предыдущими данными по минералогии благородных металлов железистых кварцитов и сланцев свидетельствует об унаследованном характере распределения и формах нахождения благородных металлов. В коре выветривания железорудных месторождений КМА (снизу вверх) происходит: а) возрастание пробности золота от материнских пород до богатых руд; б) золото укрупняется и значительно превосходит по размеру золотины коренных пород; в) золото приобретает более изометричные формы зерен; г) на золотинах из коры выветривания присутствуют формы травления, растворения; д) для некоторых золотин характерно наличие каемок более чистого золота.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-31251, 11-05-12050-офи-м-2011) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (ГК № 14.132.21.1817).

Forms of occurrence, and behavior of native gold in the weathering crust of iron ore deposits of KMA are established.

Литература

1. Резникова О.Г. Золото-платинометаллическая минерализация в железистых кварцитах Старооскольского железорудного района КМА (типы, состав и генетические особенности) / О.Г. Резникова // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Воронеж, 2010. – 159 с.
2. Чернышов Н.М., Понамарёва М.М. Новые данные о формах нахождения благородных металлов в коре выветривания железистых кварцитов Михайловского месторождения КМА (Центральная Россия) // Докл. РАН. 2012. Т. 443, № 3. С. 337–341.
3. Chernyshov N.M., Ponamareva M.M. New Data on Noble Metal Speciation in the Jaspilite Weathering Crust at the Mikhailovka Deposit of the Kursk Magnetic Anomaly, Central Russia // Doklady Earth Sciences. 2012. V. 443. Part 1. P. 337–341.
4. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) / Н.М. Чернышов // Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. 448 с.
5. Чернышов Н.М. Первые находки минеральных форм элементов платиновой группы в железистых кварцитах КМА (Центральная Россия) / Н.М. Чернышов, В.М. Изюитко, С.В. Петров, С.П. Молотков // Доклады РАН, 2003, Т. 391, № 1. С. 104–107.
6. Чернышов Н.М. Особенности распределения и формы нахождения платиноидов и золота в железистых кварцитах Михайловского месторождения КМА / Н.М. Чернышов [и др.] // Геология и разведка. 2003. № 5. С. 24–30.
7. Понамарева М.М. Золото в коре выветривания железистых кварцитов Михайловского и Старооскольского железорудных районов КМА (Центральная Россия) / М.М. Понамарева // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Серия: Геология. 2013, № 1. – в печати.

ФОРМАЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗОЛОТОРУДНОГО И ЗОЛОТО-ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Чернышов Н.М., Рыборак М.В., Альбеков А.Ю.

Воронежский государственный университет, petrology@list.ru

GENETIC TYPES OF GOLD AND GOLD-PLATINUM MINERALIZATION IN THE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF

Chernyshov N.M., Ryborak M.V. & Albekov A.Yu.

Voronezh State University, petrology@list.ru

Воронежский кристаллический массив – крупный (свыше 540 тыс. км²) выступ Восточно-Европейского кратона, соединяющий два разнородных террейна – Сарматский и Волго-Уральский, разделенных региональной Лосевской шовной зоной.

Проявления золоторудной и золото-платинометалльной минерализации известны как в пределах Хоперского блока, относимого к Волго-Уралии, так и Курского блока Сарматии.

Промышленно значимое благороднометалльное оруденение палеопротерозойского Хоперского блока представлено преимущественно сульфидной платино-золотосодержащей медно-никелевой рудной формацией, проявления которой связаны с мафит-ультрамафитовыми, норит-диоритовыми и габбро-долеритовыми интрузивами, сосредоточенными в пределах Мамонско-Шишовской, Новохоперско-Архангельской и Новогольско-Жердевской металлогенических зон [6].

Архейская Курская гранит-зеленокаменная область (Курский блок), представляющая северо-восточную (в современных координатах) окраину Сарматского сегмента, помимо месторождений уникальных железных руд, вмещает скопления благородных металлов – золота и платиноидов, концентрирующихся в разновозрастных и разноформационных структурно-вещественных комплексах, отражающих последовательную смену геодинамических и эндогенных режимов формирования слоисто-блоковой коры континентального типа [1, 2].

Для Курского блока установлено значительное разнообразие сингенетичных золоторудных формаций, показана существенная роль эпигенетических процессов в перераспределении рудного вещества.

Раннеархейские (более 3,2 млрд лет) структурно-вещественные комплексы Курской гранит-зеленокаменной области характеризуются относительно небольшими по масштабам проявлениями золоторудной минерализации: известны лишь единичные проявления золота в графитизированных плагиогнейсах обоянского плутоно-метаморфического комплекса, перспективными на золото могут являться продукты раннеархейской сульфидной медно-никелевой рудно-магматической системы (РМС).

Переход от раннеархейского тектонического стиля к позднеархейскому является одним из важных и интересных эпизодов развития земной коры. Он связан с глобальными изменениями в мантии Земли и знаменует смену преобладающих плюмовых процессов плитными [3, 4, 5]. Одним из следствий этого перехода является возрастание разнообразия типов геодинамических обстановок, условий пороодо- и рудообразования а, соответственно, и увеличение количества золоторудных формаций. В целом металлогенический потенциал позднеархейского этапа (3,2–2,5 млрд лет) определяется типичными для архейских гранит-зеленокаменных областей комплексами – коматиит-базальтами нижних частей разрезов зеленокаменных поясов, сменяющихся базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциацией с близко-одновременно сформировавшимися плагиогранитами и субщелочными гранитоидами. Перспективы на золотое оруденение связываются с сульфидной медно-никелевой РМС коматиит-базальтовой ассоциации, с риолит-дацитами верхних частей разреза зеленокаменных структур, а также с медно-молибден-порфировыми рудообразующими системами плагиогранитов.

Начало палеопротерозойского этапа (2,5–1,65 млрд лет) ознаменовалось заложением в границах региона обширного эпиплатформенного бассейна, в котором происходило накопление мощных отложений железисто-кремнисто-сланцевой формации, включающей золото-ураноносные конгло-

мераты и груботерригенные отложения нижних частей разреза, рудную толщу железистых кварцитов и межрудные сланцы. Исследования последних лет [6] показали, что железистые кварциты вмещают разнообразные типы золотого оруденения, характеризующиеся многостадийным и полигенным (по природе источников Au) генезисом, в котором накопление основной массы золота (в ассоциации с палладием) связано с наиболее поздними гидротермально-метасоматическими преобразованиями.

Палеопротерозойская тектоно-магматическая активизация проявилась в заложении на позднеархейских зеленокаменных поясах (ЗКП) глубоких прогибов, выполненных вулканогенно-осадочными (в том числе высокоуглеродистыми) образованиями, а также в формировании ряда интрузивных формаций, некоторые из которых являются перспективными на золотое оруденение. Наиболее высокоперспективными являются черносланцевые толщи оскольской серии; выявлены проявления золота в связи с сульфидной медно-никелевой РМС дунит-перидотит-габброноритовой формацией; кроме того известны разномасштабные проявления золота в ассоциации с диорит-гранодиоритами коллизионного этапа. Золоторудные проявления платформенного (позднего) этапа ассоциируют с троктолит-габбродолеритами трапповой формации.

В целом для золотого рудогенеза докембрия Курского блока прослеживается четкая наследственность, когда достаточно бедные ранние золоторудные формации являются источником металла для более поздних рудных процессов, при этом к наиболее молодым структурно-вещественным комплексам докембрия отмечается возрастание степени концентрации и масштаба золотого оруденения [6].

Исследованиями последних лет показано [7, 8], что значительная роль в формировании крупных золоторудных месторождений Мира принадлежит метаморфогенно-гидротермальным системам так называемых шир-зон (shear-zone) орогенического мезотермального типа. Это ведущий промышленный тип коренного золота, второй по продуктивности после Витватерсранда. Главными его особенностями являются размещение рудных тел внутри или в непосредственной близости региональных зон сдвиговых деформаций и приуроченный к эпохам орогенеза возраст формирования. Для ряда золоторудных проявлений Курского блока показана явная принадлежность к мезотермальному орогеническому типу [9, 10], особенно ярко проявленному в зоне контроля Волчановско-Шаблыкинской региональной сдвиговой зоны, являющейся западным тектоническим ограничителем Льговско-Ракитнянской (Белгородско-Михайловской) структуры.

В большом количестве случаев выделение в чистом виде сингенетических и полигенных типов затруднено, и по этой причине авторами предлагается типизация золоторудных проявлений Курского блока Воронежского кристаллического массива, учитывающая как сингенетичную природу первичных концентраций, так и последующее перераспределение рудного вещества (таблица).

Среди локализованных в архейских структурно-вещественных комплексах благороднометалльных проявлений выделяются сингенетические проявления (архейские первичные концентрации), в числе которых продуценты сульфидных медно-никелевых РМС, как ранне-, так и позднеархейские, а также проявления связанные с медно-молибден-порфировыми рудными системами, ассоциированными с позднеархейскими плагиигранитами.

Генетические типы золотрудной минерализации Курского блока

Возраст	Генетический тип	
	Сингенетичные	Полигенные (эпигенетические, наложенные на первичные концентрации)
Палеопротерозой	Сингенетичные магматогенные в габбродолеритах трапповой формации	Вулканогенно-осадочные в разрезах рифтогенного типа с углеродистыми сланцами, доломитами, базальтами, риолитами
	Сингенетичные магматогенные с диорит-гранодиоритами коллизионного этапа	Осадочные в разрезах эпиплатформенного типа с железистыми кварцитами, межрудными углеродсодержащими сланцами
	Сингенетичные магматогенные в базальтах предрифтовой стадии этапа континентального рифтогенеза	Золотоносные конгломераты
Архей	Сингенетичные магматогенные сульфидные медно-никелевые	Вулканогенно-осадочные зеленокаменных поясов
	Сингенетичные магматогенные медно-молибден-порфировые	В плагиигранитах обрамления зеленокаменных поясов (по Cu-Мо порфировым)

Значительно большим распространением пользуются полигенные (эпигенетические, наложенные на первичные архейские концентрации): а) вулканогенно-осадочные зеленокаменных поясов – обширная группа проявлений, ассоциированных с метавулканогенно-осадочными образованиями михайловской серии, в ряде работ получившие обобщающее название «кварц-карбонатное прожилкование в зеленокаменных комплексах» («Greenstone-hosted Quartz-Carbonate Vein Deposits»); б) эпигенетически измененные магматогенные «intrusion related» Cu-Mo-порфировые проявления, ассоциированные с позднеархейскими плагиогранитами, обрамляющими зеленокаменные пояса (проявления Игнатьевского и Томаровского массивов Новоялтинско-Михайловской и Белгородской структур). Характерно, что для обоих типов прослеживается отчетливый контроль региональной сдвиговой зоны – Волчановско-Шаблыкинского разлома – западного ограничителя Льговско-Ракитнянского (Белгородско-Михайловского) ЗКП.

По количеству и масштабности палеопротерозойские проявления благороднометалльной минерализации значительно превосходят архейские объекты. Сингенетичные (протерозойские первичные концентрации): а) сингенетичные магматогенные в базальтах предрифтовой стадии этапа палеопротерозойского континентального рифтогенеза – в настоящее время известно единственное проявление подобного типа – Никитовский пункт минерализации золота в окварцованных и сульфидизированных (пирит, пирротин) афировых базальтах глазуновской свиты; б) сингенетичные магматогенные в ассоциации с диорит-гранодиоритами коллизионного этапа – в пределах Алексеевско-Воронежской структурной зоны известно 7 проявлений данного типа; в) сингенетичные магматогенные в габбродолеритах трапповой формации; г) сингенетичные магматогенные в щелочных пироксенитах северной части замыкания Волотовской структуры.

Помимо вышеперечисленных, среди палеопротерозойских благороднометалльных проявлений выделяют: а) полигенные (эпигенетические, наложенные на протерозойские первичные концентрации): золотоносные конгломераты – образования начальных этапов эпиплатформенной стадии в обрамлениях синклинальных структур; б) осадочные, в разрезах эпиплатформенного типа с железистыми кварцитами, межрудными углеродсодержащими сланцами; в) вулканогенно-осадочные в разрезах рифтогенного типа с углеродистыми сланцами, доломитами, базальтами, риолитами.

Предложенная типизация позволяет совместить сингенетичные и полигенные типы рудных благороднометалльных объектов на структурно-вещественной геодинамической основе без выделения дополнительных формационных типов и подтипов, чем существенно отличается от ранее предложенных классификаций.

В ряду указанных типов золоторудных объектов Курского блока Воронежского кристаллического массива наиболее перспективными являются проявления, локализованные в позднеархейских плагиогранитах западного обрамления Михайловской структуры, золото-платинOMETалльные проявления в железистых кварцитах и многочисленные рудопроявления в метавулканитах и углеродистых сланцах Тим-Ястребовской грабенсинклинали.

At the present time more than 100 manifestations of gold in the rocks of the crystalline basement Kurskiy block of the Voronezh crystalline massif (Central Black Earth region). The localization of mineralization is controlled by several factors, the study of patterns of relationship which provides a measure of promising targets and to predict the identification of new gold-bearing ore. Considered in this paper aspects of the classification of gold Kursk block manifestations reflect the current state of the problem and let you see the Central Region of the European part of Russia as the industrial productive Archean granite-greenstone gold region, similar to the well-known in Canada, Australia, India and Africa.

Литература

1. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П. и др. //Геотектоника, 1997. – № 3.– С. 21–30.
2. Чернышов Н.М., Ненахов В.М. // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – Воронеж, 2010. – № 2. – С. 47–58.
3. Борукаев Ч.Б. Тектоника литосферных плит в архее. Новосибирск: СО РАН, 1996. – 59 с.
4. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы. Л.: Наука, 1989. – 143 с.

5. Минц М.В. // Геотектоника, 1999. -№ 6. – С. 45–58.
6. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) // Воронеж. Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. – 448 с.
7. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. // Ore Geol. Rev. Special Issue, 1998. – V. 13. –P. 7–27.
8. Kerrich R., Goldfarb R., Groves D., Garwin S., Jia Y. // Science in China (Series D), 2000. – P. 1–66
9. Рыборак М.В. Альбеков А.Ю. // Материалы VII Всероссийской Ферсмановской научной сессии, посвященной 80-летию Кольского научного центра РАН, Апатиты, 2010. – С. 92–93.
10. Чернышов Н.М., Рыборак М.В., Альбеков А.Ю. //Материалы Всероссийской конференции, посвященной 80-летию ИГЕМ РАН «Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования», Москва, 2010. – С. 173–174.

ЗОЛОТО-ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ДАЙКАХ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЕЛАНСКОГО ТИПА ВКМ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ РОССИЯ)

М.Н. Чернышова

Воронежский государственный университет, petrology@list.ru

GOLD-PGE PARAGENESES IN THE DIKES OF YELAN-TYPE SULPHIDE COPPER-NICKEL DEPOSITS, VKM, CENTRAL RUSSIA

Chernyshova M.N.

Voronezh State University, petrology@list.ru

В недрах докембрийского фундамента Хоперского мегаблока ВКМ выявлено два различных по содержанию цветных и благородных металлов, их запасам и ресурсам, типа сульфидных медно-никелевых месторождений: а) мамонский (Нижнемамонское, Подколодновское, Юбилейное месторождения), генетически связанный с ультрамафитами (2100–2080 млн лет); б) еланский (Еланское и Елkinsкое месторождения), ассоциирующий с норитами многофазного субвулканического ортопироксенит-норит-диоритового комплекса (2065–2050+– 14 млн лет) [1]; характеризующихся богатыми высоконикелистыми медисто-кобальтовыми золото-платинометалльными рудами и выступающих ныне в качестве первоочередного объекта комплексного освоения [2].

Важнейшим структурно-вещественным и рудонесущим компонентом еланского типа месторождений являются разнообразные по структуре и составу (ортопироксениты, нориты, норит-порфириды, роговообманковое габбро, диориты, диоритовые порфириды) и соотношению с рудовмещающими интрузивными норитами (апофизы интрузивных норитов, интрамагматические и крупные по отношению к породам главной фации), образующимися на различных стадиях длительно формирующейся рудномагматической системы (РМС) цветных и благородных металлов (Au, ЭПГ, Ag).

Наиболее значительными концентрациями этих металлов (Ni до 6,25%; ЭПГ до 0,75 г/т; Au до 0,64 г/т) отличаются отчетливо секущие интрузивные рудоносные нориты, многочисленные дайки (мощностью до 15–20 м) пироксенсодержащего роговообманкового габбро, появление которых в составе РМС связано с самостоятельной порцией обогащенного флюидами магматического расплава, поступившего позже рудоносных норитов, сопровождаясь значительным объемом различной по составу сульфидно-сульфоарсенидной жидкости [3]. Сравнительный анализ состава минералов ранней (халькопирит-пентландит-пирротиновой) и поздней (арсенид-сульфоарсенидной (никелин, кобальтин, герсдорфит, миллерит, теллуrowисмутит, гаухекорнит, молибденит, галенит, сфалерит и др.)) фазы выявляет, в целом, пониженное содержание Au (0,15–0,30 г/т) и ЭПГ (до 0,15 г/т) в раннем парагенезисе, по сравнению с поздним (Au=0,41–0,64 г/т; Pt+Pd=0,75 г/т).

С арсенид-сульфоарсенидным парагенезисом руд в жильных роговообманковых габбро определенные черты сходства обнаруживают вскрытые единичными скважинами в пределах Еланского месторождения богатое золото-платиносодержащее сульфидно-сульфоарсенидное кобальт-медисто-никелевое оруденение (табл.), выделяемое в особый сульфидно-пегматоидный тип [4].

**Содержание Ni, Co, Cu (масс. %) и благородных металлов (Pt, Pd, Au; г/т)
в сульфидно-пегматоидных рудах Еланского месторождения**

Интервалы рудных тел по стволу скв. 7614	Мощность, м	Ni	Co	Cu	Pt	Pd	Au
272,1–272,3	0,2	9,35	0,342	1,140	0,42	1,14	1,03
293,3–293,8	0,5	5,65	0,190	0,180	0,27	0,69	0,57
294,4–295,0	0,6	5,38	0,197	0,428	0,30	0,72	0,54
296,1–297,1	1,0	7,65	0,296	0,925	0,37	0,88	0,91

Руды этого типа, секущие безрудные нориты и нориты с густовкрапленным сингенетическим оруденением, а также жильные норит-порфириты, характеризуются пологим залеганием рудных тел, заполняющими, очевидно, контракционные трещины. Последние формировались на стадии поздней консолидации интрузии норитов, уже несущих оруденение ранних стадий фракционирования рудно-силикатного расплава.

Судя по соотношению с силикатами, наличию четких, чаще пологих контактов с норитами, присутствию в рудах наряду с пентландитом значительных концентраций халькопирита, арсенидов и сульфоарсенидов никеля, зональному строению рудных тел с каймой в их эндоконтактах «щеток» крупнокристаллических (от 3–5 до 10 мм) выделений полисинтетических сдвойникованных кристаллов серицитизированного олигоклаза и биотита в рудной массе позднемагматические эпигенетические жилы золото-платиносодержащих сульфидных кобальт-медно-никелевых руд этого типа несут отчетливые черты сульфидно-сульфоарсенидно-пегматоидных по своей природе расплавов, обогащенных флюидной фазой. Кроме того, об этом свидетельствует характерное для поздних стадий становления РМС еланского типа широкое развитие в составе высоконикелистых золото-платиносодержащих руд разнообразных арсенидов, сульфоарсенидов и антимонидов никеля и кобальта – никелина, гаухекорнита, теллуrowисмутита, галенита, самородного золота, молибденита [3].

Собственно золоторудная минерализация наиболее характерна для жильных диоритов и диорит-порфиритов производных завершающей (диоритовой) фазы становления еланского типа РМС, и проявляется в ассоциации с арсенопиритом, кобальтином, никелином, герсдорфитом, данаитом, глаукодотом, серебросодержащим золотом (Au=81,9 мас. %, Ag=18,4 мас. %).

Таким образом, в процессе длительного формирования РМС еланского типа, происходило неоднократное поступление новых флюидонасыщенных, обогащенных золотом и платиноидами сульфоарсенидных порций расплава [5].

Geological-genetic types and mineral composition of gold and gold-platinoid mineralization in the ferruginous quartzites and shales within the deposits of the Kursk Magnetic Anomaly are established.

Mineral parageneses of noble metals in the dykes in the sulphidic copper-nickel-bearing deposits of élan type (Voronezh Crystalline Massif, Central Russia) are established. New data about concentrations of non-ferrous and noble metals in the rocks of this deposits are acquired.

Литература

1. Чернышов Н.М., Баянова Т.Б., Чернышова М.Н., Левкович Н.В. Уран-свинцовый возраст норит-диоритовых интрузий Еланского никеленосного комплекса Воронежского кристаллического массива // Докл. РАН. – 1998. – Т. 359, № 1. – С. 98–101.
2. Чернышов Н.М., Гензель Г.Н., Рахманин В.С. К проблеме комплексного освоения еланского типа месторождений цветных (Ni, Cu, Co) и благородных (золото, платиноиды, серебро) металлов Воронежского региона в условиях жестких экологических ограничений // Регион: системы, экономика, управление. Воронеж, 2012. № 3. С. 52–63.
3. Чернышова М.Н. Дайки сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2005. – 368 с.
4. Буковшин В.В., Молотков С.П., Чернышова М.Н. Богатые эпигенетические медно-никелевые руды пегматоидного типа Еланского месторождения. // Проблемы геодинамики и минерализации Восточно-Европейской платформы: Материалы междунар. Конф. – Воронеж, ВГУ, 2003. – Т.2. – С. 261–263.
5. Чернышова М.Н. Рудонесущая рогль даек в сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудномагматических системах // Вестник Воронеж. гос. ун-та, Сер.: Геология. Воронеж, 2008. №2. С.109–133.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ПАНАРЕЧЕНСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН: ТИПЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Чернявский А.В., Волошин А.В., Войтеховский Ю.Л.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, chernyavsky@geoksc.apatity.ru

GOLD OCCURENSES OF THE PANARECHENSKAYA VOLCANO-TECTONIC STRUCTURE, KOLA REGION: TYPES OF MINERALIZATION

Chernyavsky A.V., Voloshin A.V., Voytekhevsky Yu.L.

Geological institute of Kola science center RAS, Apatity, chernyavsky@geoksc.apatity.ru

Панареченская вулcano-тектоническая структура (ПРВТС) расположена в центральной части Имандра-Варзугской структурной зоны (ИВСЗ) Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса и представляет собой брахиформную эллипсовидную структуру, вытянутую в СЗ направлении на 18 км при ширине до 6 км. В средней части структуры проходит Панско-Варзугский глубинный разлом, разделивший её на два различных по перспективности рудной минерализации блока – Северо-Западный и Юго-Восточный – смещённых в плане друг относительно друга на 4 км. На территории ПРВТС выделяют следующие типы рудовмещающих пород (рудных зон): углеродистые и сульфидно-углеродистые сланцы, серицит-карбонат-альбит-кварцевые и хлорит-карбонатные метасоматиты, массивные пиритовые руды. Вся рудная минерализация приурочена к зонам, претерпевшим интенсивный метасоматоз (окварцевание, серицитизацию).

ПРВТС претерпела длительную историю в составе ИВСЗ: вулканогенно-осадочное отложение, прогрессивный и регрессивный этапы метаморфизма. По минеральным парагенезисам здесь установлены 4 типа главных минеральных ассоциаций: собственно благороднометальная; теллуридная и сульфотеллуридная; арсенидная и сульфоарсенидная; медно-сульфидная и медь-железо-сульфидная. Наиболее ярко проявлена теллуридная минеральная ассоциация. Оруденение ПРВТС типизируется как метаморфизованное типа куроко – метасоматиты разного состава, наложенные на колчеданное оруденение.

В рудных зонах ПРВТС установлено 67 минеральных видов и фаз халькофильных и сидерофильных металлов (табл.). Среди них 16 с видообразующей ролью Au и Ag, 27 теллуридов и сульфотеллуридов. В системе Au-Ag-Te установлено 5 минеральных видов из 9 известных (эмпрессит, штютцит, волинскит, петцит, гессит) и две минеральные фазы (AgTe_2 и Ag_3Te_8). В системе Bi(Pb)-Te-Se-S установлено 8 минералов группы тетрадимита из 20 известных (теллуровисмутит, тетрадимит, цумоит, ингодит, пильзенит, жозеит-А, баксанит, хедлейит). В группе алексита установлено 4 из 7 известных сульфотеллуридов с видообразующей ролью Pb (раклиджит, алексит, кочкарит и фаза С). Впервые для Северо-Запада России в колчеданных рудах установлена низкотемпературная ртутная минерализация в составе колорадоита и минеральной фазы HgBiTe . Впервые установлен редкий минерал радхакришнаит $\text{PbTe}_3(\text{S}, \text{Cl})_2$.

Благороднометальная ассоциация. Из минералов с доминантной ролью Au установлены Au, петцит и нагиагит. Ag, кроме элементарной формы, кристаллизуется в целом ряде минеральных видов и фаз в классах теллуридов, сульфотеллуридов и сульфосолей.

Теллуридная и сульфотеллуридная ассоциация. Представлена двумя ветвями: с видообразующей ролью Au-Ag и Bi-Pb. Теллуриды и сульфотеллуриды представлены моно- и полиминеральными ансамблями в виде включений в главных сульфидах и нерудных минералах. Выделения теллуридов характеризуются размерами 10–20, редко до 50 мкм. Нередко они выполняют интерстиции и развиты по трещинам в более ранних минералах. В химическом составе теллуридов и сульфотеллуридов роль Se незначительна, отмечается в виде примеси, что предполагает их низкотемпературную кристаллизацию. Золоторудные проявления ПРВТС отнесены к Au-теллуриднему типу, новому для Кольского п-ова [1].

Арсенидная и сульфоарсенидная ассоциация. Сульфоарсениды Ni, Co и Fe наложены на сульфидную минерализацию. Они разделяются на две ветви сульфоарсенидов: пиритовая (герсдорфит – кобальтин) и марказитовая (арсенопирит – костибит). Их изучение интересно ввиду следующих обстоятельств. Данные по синтезу сульфоарсенидов Ni, Co и Fe в сухих системах могут быть исполь-

зованы для оценки температур образования природных гидротермальных ассоциаций, содержащих эти минералы. Так, синтез кубических сульфоарсенидов Co и Ni показывает, что возникающие в системе CoAsS – NiAsS – FeAsS до 500 °C твёрдые растворы образуют два изолированных поля составов: с преобладанием Co и Ni. С повышением температуры до 650 °C, когда изоморфизм между Co, Ni и Fe становится более совершенным, получаются промежуточные составы, то есть возникает серия непрерывных твёрдых растворов с образованием единого поля [3].

Минеральные виды и фазы в рудных зонах ПРВТС

Минерал	Формула	Минерал	Формула
Элементы			
Золото	Au	Теллур	Te
Серебро	Ag	Никель	Ni
Висмут	Bi		
Сульфиды и их аналоги, сульфосоли			
Группа пирита		Сульфиды сидерофильных элементов	
Пирит	FeS ₂	Пирротин	Fe _{1-x} S
Кобальтин	CoAsS	Пентландит	(Fe,Ni) ₉ S ₈
Герсдорфит	NiAsS	Аргентопентландит	Ag(Ni,Fe) ₈ S ₈
Группа сфалерита-халькопирита		Макинавит	(Fe,Ni) ₉ S ₈
Сфалерит	ZnS	Виоларит	FeNi ₂ S ₄
Гриноцит	CdS	Группа марказита	
Колорадоит	HgTe	Марказит	FeS ₂
Халькопирит	CuFeS ₂	Арсенопирит	FeAsS
Несгруппированные сульфиды, их аналоги, сульфосоли		Костибит	CoSbS
Группа галенита		Группа галенита	
Буланжерит	Pb ₅ Sb ₄ S ₁₁	Галенит	PbS
Нагиагит	Pb ₅ Au(Te,Sb) ₄ S ₅₋₈	Алтаит	PbTe
Радхакришнаит	PbTe ₃ (Cl,S) ₂	Волынский	AgBiTe ₂
Молибденит	MoS ₂	Сульфиды меди	
Стибнит	Sb ₂ S ₃	Группа халькозина	
Эмпресит	AgTe	Халькозин	Cu ₂ S
Группа гессита		Джирит	Cu ₈ S ₅
Гессит	Ag ₂ Te	Дигенит	Cu ₉ S ₅
Штютцит	Ag _{5-x} Te ₃	Группа ковеллина	
Бенлеонардит	Ag ₈ (Sb,As)Te ₂ S ₃	Ковеллин	CuS
Петцит	Ag ₃ AuTe ₂	Борнит	Cu ₅ FeS ₄
Фрейеслебени	AgPbSbS ₃	Кубанит	CuFe ₂ S ₃
Группа тетрадимита		Эмплектит	CuBiS ₂
Теллуrowисмутит	Bi ₂ Te ₃	Виттихенит	Cu ₃ BiS ₃
Тетрадимит	Bi ₂ Te ₂ S	Фаматинит	Cu ₃ SbS ₄
Висмутин	Bi ₂ S ₃	Группа тетраэдрита-тенантита	
Цумоит	BiTe	Тетраэдрит	(Cu,Fe) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃
Ингодит	Bi ₂ TeS	Аргентотенантит	(Ag,Cu) ₁₀ (Zn,Fe) ₂ As ₄ S ₁₃
Пильзенит	Bi ₄ Te ₃	Неназванные минеральные фазы	
Жозеит-А	Bi ₄ TeS ₂	MPh-2	(Ag _{0.52} Au _{0.02})Te
Баксанит	Bi ₆ Te ₂ S ₃	MPh-3	Ag _{2.97} Te ₈
Хедлейит	Bi ₇ Te ₃	MPh-17	AgPbBiS
Группа алексита		MPh-20	FeAgPbBiSbS
Раклиджит	PbBi ₂ Te ₄	MPh-8	HgBi ₂ Te ₄
Алексит	PbBi ₂ Te ₂ S ₂	MPh-26	PbBi ₂ Te ₂ S ₂
Кочкарит	PbBi ₄ Te ₇	MPh-9	PbCuFeSbS
Фаза С	PbBi ₄ Te ₄ S ₃		

Общая последовательность минеральных ассоциаций с участием сульфоарсенидов представляется так: халькопирит + сфалерит + пирротин (+ галенит?) → теллуриды → пирит-1 → сульфоарсениды → пирит-2. Сульфоарсениды наложены на сульфидную минерализацию. Ni, Co и Fe периодически накапливались в минералообразующих растворах, из которых кристаллизовались герсдорфит, Fe-Co-герсдорфит, Fe-Ni-кобальтин и арсенопирит. Они образовывались обособленно и замещали более ранние сульфиды. Температура образования минералов не превышала 550 °C без образования непрерывных твердых растворов ряда кобальтин-герсдорфит. Беспримесный кобальтин от-

сутствует, развиты Ni- и Fe-Ni-кобальтин. Вероятно, причиной этого была высокая концентрация Ni в минералообразующих растворах [3].

Медно-сульфидная и медь-железо-сульфидная ассоциация. Среди большого разнообразия рудных минералов установленных в ПРВТС важное место занимают сульфиды Cu и их ассоциация с главными рудными минералами. Минералы системы Cu-S представляют особый интерес для медно-колчеданных рудопроявлений. Основная их особенность – нестехиометрический состав: отношение Cu/S в них колеблется между 1 и 2. Низкая химическая и термическая устойчивость нестехиометрических минералов системы Cu-S, их способность к быстрым фазовым переходам при незначительных колебаниях физико-химических параметров среды позволяют использовать их в качестве индикаторов условий минералообразования и последующих преобразований под воздействием эндогенных и экзогенных факторов [2]. Среди минералов Cu выделены два типа: высокотемпературный халькозин-дигенитовый и низкотемпературный джирит-ковеллиновый. В ассоциации с сульфидами Cu, Fe и Zn они позволяют определить последовательность минералообразования и температуру образования до 400 °C. Наличие сульфидов Cu в рудных зонах ПРВТС и их ассоциация с главными рудными минералами позволяет нам говорить о колчеданной природе рудообразования.

ПРВТС – уникальный объект в Северо-Восточной части Феноскандинавского щита по разнообразию рудных минералов и фаз, что стало результатом наложения разных генетических типов минерализации: диагенетической, колчеданной (вулканогенно-гидротермальная) и эпигенетической гидротермальной.

There are four main types of mineral assemblages in the gold occurrences discovered within Panarechka volcano-tectonic structure: noble metal mineralization; tellurides and sulfotellurides (the most widespread); arsenides and sulfoarsenides; copper-sulfide and copper-iron-sulfide. 67 minerals and mineral phases of the chalcophile and siderophile elements were detected, including 16 Au and Ag minerals, 27 tellurides and sulfotellurides. Five of nine early known minerals (empressite, stutzite, volynskite, petzite, hessite) and two mineral phases (AgTe_2 and Ag_3Te_8) were identified in the Au-Ag-Te system. Eight of the twenty early known minerals of tetradymite group (tellurovismutite, tetradymite, tsumoit, ingodite, pilsenite, joseite-A, baksanite, hedleyite) were identified in the Bi(Pb)-Te-Se-S system. Four of seven early known Pb-dependent sulfotellurides (ruklidgeite, aleksite, kochkarite and phase C) were identified in the aleksite groupe. The low-temperature mercury mineralization (koloradoite and phase HgBiTe) was found in the massive sulfide ores for the first time on area of NW Russia. Rare mineral radhakrishnaite $\text{PbTe}_3(\text{S},\text{Cl})_2$ has been identified for the first time. Free Au, petzite and nagyagite of Au-dependent minerals were identified. In addition to native Ag, silver was found to form telluride, sulfosalt and sulfotelluride minerals and mineral phases.

The forming of sulfoarsenides occurred after the forming sulphide mineralization. Nickel, cobalt and iron periodically accumulated in the mineral-forming solutions and then gersdorffite, Fe-Co-gersdorffite, Fe-Ni-cobaltite and arsenopyrite crystallized without forming continuous series of solid solutions of the cobaltite-gersdorffite. They have formed in isolation and replaced the earlier sulfides. The formation temperature did not exceed 550°C.

A wide variety of Cu sulfides and their association with the main ore minerals suggests an initial sulphide nature of PRVTS ores. High-temperature chalcocite-digenite and low-temperature geerite-covellite types were identified among the Cu minerals. These minerals and Cu, Fe and Zn sulfides allow us to estimate the order of mineral crystallization at a temperature < 400°C. PRVTS was formed as volcanic-sediment sequences within the Imandra-Varzuga greenstone belt and undergone prograde and retrograde metamorphism. Ore mineralization are connected with metasomatites of different composition, which altered primary massive sulfide mineralization. Gold occurrences of PRVTS have been attributed to the Au-Te type, new to the Kola region. It is possible to find small- or medium-sized Au and Ag deposits such as Cripple Creek ore field and Silverton-Telluride, Canada within PRVTS. PRVTS contains various ore minerals and phases, which formed due to different genetic types of ore mineralization, thus, it is the unique object at the NE Fenoscandian shield.

Литература

1. Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л. Теллуридная минерализация в золоторудных проявлениях Панареченской вулcano-тектонической структуры, Кольский п-ов // Вестник КНЦ РАН. 2012. № 1. С. 66–79.
2. Габлина И.Ф. Сульфиды меди и меди-железа как индикаторы условий образования и преобразования руд // Федоровская сессия 2008. СПб. С. 32–34
3. Чернявский А.В., Волошин А.В., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э. Сульфоарсениды Fe, Co и Ni в золоторудных проявлениях Панареченской вулcano-тектонической структуры, Кольский полуостров // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Тр.9-й Всерос. ФНС. Апатиты: Изд-во К & М, 2012.С. 312–315.

Научное издание

ЗОЛОТО ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

МАТЕРИАЛЫ МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ

*Печатается по решению Ученого совета
Института геологии
Карельского научного центра РАН*

Издано в авторской редакции

Фото на обложке *И. Ю. Георгиевского*

Сдано в печать 09.09.2013 г. Формат 60x84 ¹/₈.
Бумага офсетная. Гарнитура Times. Печать офсетная.
Уч.-изд.л. 22,5. Усл. печ. л. 23,48. Тираж 300 экз.
Изд. № 397. Заказ № 151

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50